

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

На правах рукописи

Дзизенко Николай Николаевич

**ИЗМЕНЕНИЕ СВОЙСТВ ЛИЗИМЕТРИЧЕСКИХ ВОД И
ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД ПОД ВЛИЯНИЕМ
ГЛЕЕОБРАЗОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ ЗАСТОЙНО-ПРОМЫВНОГО И
ЗАСТОЙНОГО ВОДНОГО РЕЖИМА (МОДЕЛЬНЫЙ
ЭКСПЕРИМЕНТ)**

Специальность – 06.01.03 – агрофизика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата биологических наук

Научный руководитель: доктор сельскохозяйственных наук
профессор Ф.Р. Зайдельман

Москва - 2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ.....	7
1.1 История развития исследования глееобразования в модельных условиях	7
1.2 Основные закономерности развития оглеения	12
1.3 Глееобразование как почвообразующий процесс в условиях застойного и застойно-промывного водного режима	17
1.4 Роль микроорганизмов в развитии глееобразования	21
1.5 Причины, экологические последствия и прикладные аспекты развития глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима	25
ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ	31
ГЛАВА 2. МЕТОДИКА И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	32
2.1 Методика модельного эксперимента	32
3.2 Методы физико-химических и химических анализов	35
ГЛАВА 3. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	41
ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	43
4.1 Результаты исследований влияния глееобразования и сульфатредукции на состав и свойства лизиметрических вод и почвообразующих пород разного генезиса	43
4.1.1 Изменение морфологии пород под влиянием глееобразования и сульфатредукции в условиях застойного и застойно-промывного водного режима	43
4.1.2 Динамика pH лизиметрических вод.....	49
4.1.3 Динамика окислительно-восстановительного потенциала	52

4.1.4 Вынос железа в условиях застойно-промывного водного режима из почвообразующих пород разного генезиса.....	56
4.1.5 Вынос алюминия лизиметрическими водами из разных по генезису почвообразующих пород.....	60
4.2 Изменение физико-химических и химических свойств твердой фазы почвообразующих пород.....	63
4.2.1 Изменение кислотно-основных свойств почвообразующих пород..	63
4.2.2 Изменение состава обменных катионов почвообразующих пород..	69
4.3 Изменение валового химического состава почвообразующих пород.	72
ГЛАВА 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ	86
ВЫВОДЫ	90
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	93

ВВЕДЕНИЕ

Процесс глееобразования оказывают существенное влияние на формирование свойств почвенного покрова. При наличии легкоферментируемого органического вещества, в местах, где есть условия для переувлажнения и застоя влаги в профиле почв, неспецифическая анаэробная гетеротрофная микрофлора инициирует развитие процесса глееобразования, либо, в сероводородной среде, сульфатредукции.

Процесс глееобразования может реализовываться на фоне двух принципиально различных форм гидрологического режима – застойном и застойно-промывном. Развитие глееобразования на фоне застойно-промывного водного режима оказывает мощное негативное влияние на почвенный покров. Изменяются физические, физико-химические и химические свойства почв. С падением окислительно-восстановительного потенциала и существенным увеличением кислотности почвенные растворы мобилизуют и выносят из почвенного профиля двух- и трехвалентных металлы. Происходит развитие активного процесса деградации почв, в результате которого почвы снижают или полностью утрачивают свое плодородие. При развитии глееобразования в условиях застойного водного режима существенных негативных изменений свойств почвообразующих пород не происходит.

Изучение глееобразования позволяет понять огромную средообразующую роль почвенных микроорганизмов и их метаболитов при изменении абиотических условий, в частности, водного режима. В анаэробных условиях под влиянием гетеротрофной микрофлоры на фоне застойно-промывного водного режима происходит кардинальное изменение почвы в качестве среды обитания и одного из важнейших компонентов биогеоценоза.

Глееобразование ответственно за возникновение ряда других процессов почвообразования. Например, подзолообразования, формирования солодей,

черноземовидных подзолистых почв, подбелов, “рисовых” подзолов и ряда других (Зайдельман, 1998, 2010).

Фундаментальные модельные исследования ряда авторов (Касаткин, 1947; Сюта, 1962; Зайдельман, Нарокова, 1978; Wityn, 1934; Bloomfield, 1951) по изучению процесса глееобразования выполнены на относительно небольшом количестве почв и почвообразующих пород. При этом нельзя механически переносить результаты трансформации почв и почвообразующих пород под воздействием глееобразования на почвы другого генезиса или обладающие иной совокупностью свойств. Динамика и последствия развития глееобразования на многих породах остаются слабоизученными.

В нашей работе впервые в условиях модельного эксперимента изучено влияние глееобразования и сульфатредукции на фоне застойного и застойно-промывного водных режимов на следующие породы: пойменный легкоглинистый аллювий, лессовидную легкую глину, засоленный озерный тяжелосуглинистый карбонатный аллювий. Получены подробные данные по динамике окислительно-восстановительного потенциала, рН лизиметрических вод, выносу железа из почвообразующих пород. Проведены исследования изменения химических и физико-химических свойств твердой фазы почвообразующих пород разного генезиса. Длительность модельного эксперимента составила три года, ранее модельные исследования по влиянию глееобразования на почвообразующие породы за такой продолжительный период времени не проводились.

Результаты наших многолетних исследований почвообразующих пород различного генезиса позволяют определить устойчивость почв, формирующихся на тех или иных породах, к мощному воздействию глееобразования. Данные по изменению кислотно-основных и катионообменных характеристик почвообразующих пород позволяют прогнозировать изменения этих свойств в почвах похожего генезиса и гранулометрического состава в естественных условиях при изменении

гидрологического режима. Исследования динамики развития глееобразования дают представление об изменениях химического состава лизиметрических вод и позволяют прогнозировать их возможное влияние на смежные элементы ландшафта.

Результаты работы могут быть учтены при проектировании мелиоративных систем, связанных с изменением водного режима почв. В частности, данные по изучению динамики выноса железа с лизиметрическими водами из почвообразующих пород на фоне застойно-промывного водного режима могут быть приняты во внимание при устройстве любого вида трубчатого дренажа.

ГЛАВА 1. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

1.1 История развития исследования глееобразования в модельных условиях

Изучение основных закономерностей развития процесса глееобразования, его роли в формировании почвенного покрова и влияния на трансформацию почвообразующих пород имеет более чем вековую историю.

Впервые в литературе по почвоведению термин “суглей” появился в работе Докучаева «Способы образования речных долин Европейской России» [1878]. Он использовал этот термин при описании почвенных профилей болотистых лугов различных по возрасту террас речных долин, полагая, что этот «синеватый» материал отложился здесь в то время, когда эти территории были интенсивно переувлажнены.

В дальнейшем этот термин, уже в его современном варианте – глей, был использован в трудах выдающегося почвовед-гидролога Высоцкого [1905] для определения в то время нового почвообразовательного процесса – глееобразования. В своей статье «Глей», он не только описал минеральные оглеенные почвы, но и вскрыл важные закономерности процесса, приводящего к формированию этих почв. С этого времени термин глей и его производные получили широкое распространение в мире, были признаны в качестве научных, как отечественными, так и зарубежными почвоведом (Зайдельман, 2010).

Особое место в истории изучения глееобразования принадлежит модельным исследованиям. В естественных условиях на формирование почвенного покрова единовременное влияние оказывает целый комплекс факторов и параллельно протекающих почвообразовательных процессов. Таким образом, затруднительно выделить влияние конкретного фактора или процесса в преобразовании почвенного покрова (Роде, 1971). Кроме того, исследования осложняются отсутствием надежной «эталонной» породы, на

фоне которой можно было бы достоверно проследить изменение минеральной массы материнского субстрата под воздействием того или иного почвообразовательного процесса. (Зайдельман, 1998) В этой связи, следует подчеркнуть доступность моделирования процесса оглеения в лабораторных условиях, в обстановке контролируемого эксперимента.

Важность модельных экспериментов в изучении почвообразовательных процессов особо выделял в своих работах Роде [1971], отмечая большое число преимуществ лабораторных опытов перед полевыми. Главным достоинством модельных опытов автор считал возможность полностью контролировать и регулировать многие внешние параметры эксперимента (температуру, влажность, видовой состав микроорганизмов и т.д.). Роде отмечал “необходимость широкого развития метода моделирования, который уже неоднократно с успехом использовался в почвоведении для разработки ряда частных, но очень важных вопросов”.

Одна из первых попыток моделирования глееобразования была предпринята Витынем (Wityn, 1934). В ходе своих исследований он обнаружил резкое увеличение количества кальция, магния и восстановленного железа в почвенном растворе как результат продолжительной инкубации мергелистой глины горизонта С подзолистой почвы в присутствии различных углеводов (крахмала, сахарозы, глюкозы, целлюлозы) на фоне анаэробных условий.

Позднее, Касаткин [1947] провел лабораторный эксперимент с моренной глиной, в ходе которого изучалась растворимость кальция и железа на фоне анаэробноза, а также в условиях промывки образцов 0,02 н. и 0,05 н. соляной кислотой в аэробных условиях. Автор установил, что в анаэробном варианте опыта с развитием глееобразования все железо находилось в растворе в закисной форме, в то время как при промывке породы кислотой железо поступало в раствор в форме окиси. Аналогично выводам Витыня (Wityn, 1934) результаты эксперимента Касаткина продемонстрировали существенное накопление в растворе кальция и железа, а также заметное

подкисление среды на фоне анаэробноз. При промывке глины соляной кислотой вынос, как железа, так и кальция был незначительным или не обнаруживался совсем.

В дальнейшем Блумфилд (Bloomfield, 1950, 1951) попытался приблизить модельные эксперименты по имитации процесса оглеения к естественной обстановке. Он протестировал в лабораторных условиях возможность развития глееобразования в присутствии различных форм органического материала: сахара, сырого гумуса с видимыми растительными остатками, кислого торфа, свежего опада, частично высохшего опада и травы. В качестве индикатора степени оглеения автор использовал концентрацию растворенного железа. Результаты эксперимента показали отсутствие признаков оглеения, т.е. растворенного железа (отрицательная качественная реакция на $\alpha\alpha'$ -дипридил), в вариантах опыта с использованием сырого гумуса и кислого торфа, лишенных легкоферментируемых органических соединений.

Модельные исследования по изучению комплекса изменений химического состава лесса на фоне различных форм переувлажнения были проведены Сюттой [1962]. В каждом отдельном варианте опыта колонку лесса промывали определенным раствором – дистиллированной водой (контрольный вариант), 0,02 н. соляной кислотой, дистиллированной водой с добавлением сахарозы и дистиллированной водой с добавлением крахмала. Все образцы породы находились в условиях промывного водного режима. Периодически в лизиметрических водах определяли содержание кальция, магния, железа, алюминия, фосфора. После окончания промывки исследовали изменения химических свойств твердой фазы породы.

В ходе исследования химического состава лизиметрических вод Сютта установил резкое увеличение содержания CaO , MgO , Fe_2O_3 уже в 5 – 7-ой порциях фильтрата лизиметрических вод с добавлением органического вещества (до 5050, 1936, 608 мг/л соответственно в варианте с добавлением сахарозы). Со временем их вынос из породы сокращался. После длительной

промывки пород и выноса большей масса кальция, магния и железа наблюдался пик выноса Al_2O_3 (387 мг/л в 21 порции фильтрата). Большая растворимость Fe, Al, Ca, Mg в варианте опыта с внесением сахарозы свидетельствует, по мнению автора о влиянии разложения органических веществ посредством развития анаэробного разложения алюмосиликатов.

Следует отметить тот факт, что Сютта [1962] в своей работе обнаружил существенное увеличение кислотности почв в результате развития восстановительных процессов на фоне промывного водного режима. pH водной и солевой вытяжки в варианте с внесением сахарозы упали в среднем на 2,1 и 2,5 единицы соответственно по сравнению с контролем; в варианте с внесением крахмала на 2,0 и 2,3 единицы. Также, значительно уменьшилось количество поглощенного кальция и магния. Содержание подвижного алюминия и водорода, напротив, резко возросло. Таким образом, результаты эксперимента продемонстрировали кардинальное изменение химических свойств почвообразующей породы в опыте с добавлением органического вещества способного к ферментации под воздействием восстановительных условий. Эти изменения, по мнению автора, аналогичны процессам, протекающим в естественных условиях в толще подзолистых почв.

Моделирование процесса глееобразования получило развитие в работе Зайдельмана и Нароковой [1978]. Авторы исследовали влияние глееобразования в условиях застойно-промывного и застойного водного режима на контрастные по своим свойствам почвообразующие породы: флювиоглюциальный песок, лессовидный бескарбонатный суглинок, моренный карбонатный суглинок. Продолжительность эксперимента составляла 2 года.

Одной из особенностей этой работы являются результаты наблюдений за динамикой развития глееобразования во времени: проявлением морфохроматических признаков оглеения, изменением значений окислительно-восстановительного потенциала (Eh), выносом железа, алюминия, кальция, марганца. Исследования окислительно-

восстановительного потенциала подчеркнули известные различия в значениях этого параметра в зависимости от типа и свойств почвообразующих пород. Наиболее низкие значения E_h в периоды обводнения, наблюдались в песке, наиболее высокие – в карбонатной морене. Было обнаружено, что в кислых породах после периодов аэрации ОВП существенно не менялся, в то время как в карбонатной породе резко возрастал. Подобные особенности окислительно-восстановительного режима объясняют, по мнению авторов, распространенное в природе явление несоответствия длительности обводнения карбонатных пород и относительно незначительного проявления или отсутствия признаков оглеения в них. Также авторами обнаружена специфика выноса железа, кальция, алюминия и марганца в зависимости от генезиса и свойств почвообразующей породы. Следует подчеркнуть тот факт, что дренажные воды из карбонатной морены содержали незначительное количество FeO , пока в почвообразующей породе сохранялись значительные резервы карбонатов. По мере декальцинирования породы вынос железа существенно увеличивался.

В ходе эксперимента авторами установлено, что на изменение физико-химических свойств ключевое влияние оказывает тип водного режима, а также насыщенность почвы карбонатами. Физико-химические свойства бескарбонатных пород резко ухудшились под влиянием глееобразования на фоне застойно-промывного водного режима по сравнению с контролем, в то время как в условиях застойного режима наблюдались незначительные изменения. В карбонатной морене изменения физико-химических свойств оказались незначительными, либо отсутствовали.

Интересен анализ изменения валового химического состава пород, выполненный авторами. Его результаты показали относительную аккумуляцию SiO_2 и уменьшение содержания железа, алюминия, кальция, магния, марганца, титана во всех образцах, находившихся под влиянием глееобразования на фоне застойно-промывного водного режима по сравнению с контрольными образцами. Необходимо подчеркнуть, что в

условиях застойного режима эти изменения были выражены в гораздо меньшей степени.

По мнению авторов, результаты проведенной работы позволяют: «...признать, что глееобразование – важнейший фактор химической дифференциации почвообразующих пород, интенсивность и направленность которого обусловлены главным образом их составом и типом водного режима».

Аналогичный эксперимент по моделированию глееобразования в лабораторных условиях позднее был выполнен Зайдельманом и Санжаровым [1982] на ленточной глине.

1.2 Основные закономерности развития оглеения

Оглеение – элементарный почвенный процесс, развивающийся на фоне периодического либо постоянного переувлажнения почвенной массы как результат недостатка кислорода и преобладания восстановительных условий (Высоцкий, 1905; Завалишин 1928; Веригина, 1953; Зайдельман, 1974; Ковда, Розанов, 1988). Тем не менее, избыточное увлажнение почв не всегда сопровождается развитием процесса глееобразования. Переувлажнение почв может происходить при двух принципиально разных условиях. Во-первых, оно может возникать в минеральной массе почв и почвообразующих пород, не содержащих органическое вещество. В этом случае наблюдаются их набухание и гидратация минеральных коллоидов в период затопления и усадка с образованием латеральных и вертикальных разрывов в сухую фазу. При таком варианте переувлажнения развития процесса глееобразования не наблюдается (Зайдельман, 1998).

Иначе протекает переувлажнение в присутствии органического вещества, способного к анаэробной ферментации. В этом случае происходит изменение окислительно-восстановительного режима, сопровождаемое падением E_h , накоплением продуктов микробиологической ферментации органики – фульвокислот, низкомолекулярных органических кислот,

неорганических восстановителей и специфичных хелатообразующих соединений (Кауричев, Ноздрунова, 1961, 1964; Filipovic, Vojinovic, 1964; Ratledge, Patel, 1976), способствующих понижению валентности железа и марганца и их миграции на фоне пульсирующего или перманентного анаэробноз. В этом случае на кислых, нейтральных и выщелоченных субстратах переувлажнение всегда инициирует развитие процесса глееобразования (Глазовская, Добровольская 1984; Зайдельман, 2004, 2009).

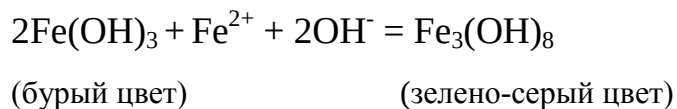
Таким образом, для развития глееобразования необходимо и достаточно наличия и одновременного воздействия на минеральный субстрат трех факторов: переувлажнения, легкоферментируемого органического вещества и анаэробной гетеротрофной микрофлоры. Поскольку последние два фактора встречаются в почвах практически повсеместно, то основным лимитирующим условием развития этого процесса является отсутствие избыточного увлажнения. В силу этого в пределах гумидных ландшафтов оглеение, как правило, является доминирующим почвообразовательным процессом (Зайдельман 1992, 1998).

Глееобразование с химической точки зрения это, прежде всего, несбалансированная потеря исходной породой железа в результате его восстановления продуктами анаэробной ферментации органического вещества (Зайдельман, 1974, 1985). Этот один из основополагающих признаков оглеения был описан более 100 лет назад Г.Н. Высоцким [1905], который считал, что в процессе глееобразования определяющую роль играет переход окиси железа в закись с дальнейшим ее выщелачиванием.

В морфологическом отношении оглеенные горизонты почв отличаются специфической холодной окраской. Их цветовая гамма варьирует от белесых до голубовато- или зеленовато-сизых оттенков. В первую очередь, морфохроматические особенности оглеения обусловлены особенностями окислительно-восстановительного режима и минералогического состава (Ярков, 1961; Кауричев, Орлов 1982; Зайдельман, 1998, 2010).

Существует несколько причин появления характерной холодной окраски, неизменного признака глеевых горизонтов. Основной из них следует считать освобождение почвенных минералов от обволакивающего их окисного железа кутан в результате его восстановления, растворения и выноса в результате деятельности почвенных анаэробных микроорганизмов (Ottow, 1972; Зайдельман, 1998). Таким образом, проявляется собственная окраска минеральных зерен, которая придает характерный цвет глею. Эту гипотезу подтверждают эксперименты по моделированию глееобразования в лабораторных условиях (Bloomfield 1950, 1951; Сюта, 1962, Зайдельман, Нарокова, 1978).

Сопутствующей причиной, вызывающей специфическую окраску глеевых горизонтов, является образование гидрозаиси железа в почвенном растворе (Yamanaka, Motomura, 1959, Ottow, 1972, Bloomfield, 1973) в соответствии со схемой Ардена (Arden, 1950):



Последнее соединение, имеющее голубовато-зеленый оттенок, весьма неустойчиво и существует только в восстановительных условиях. Чем больше способного к анаэробной ферментации органического вещества присутствует в почве, тем отчетливее проявляются морфохроматические черты оглеения (Motomura, 1962; Meek et al., 1968).

При контакте с кислородом воздуха $\text{Fe}_3(\text{OH})_8$ быстро окисляется до гидроокиси железа красно-бурого цвета. Этим обусловлено образование железистых образований в слабозаболоченных почвах при смене окислительно-восстановительного режима (Зайдельман 1998, Зайдельман, Никифорова, 2001).

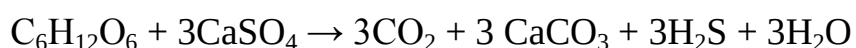
В ряде случаев одновременное присутствие и воздействие на минеральный субстрат переувлажнения, анаэробной микрофлоры и легкоферментируемого органического вещества не приводит к несбалансированному выносу железа, т.е. к развитию глееобразования. В

условиях анаэробноглиз глееобразование возможно только на почвах или породах определенного состава.

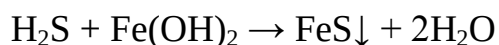
Торможение развития глееобразования в той или иной степени будет проявляться в почвах (породах), обогащенных карбонатами. В этом случае, наиболее отчетливо процесс оглеения будет замедляться при кратковременном анаэробноглизе, сменяющимся аэробными условиями. Механизм торможения развития оглеения в карбонатных субстратах или при близком залегании жестких грунтовых вод заключается в нейтрализации карбонатами продуктов анаэробного разложения органического вещества кислотной природы (Зайдельман, Нарокова, 1978).

Анаэробные условия могут возникать в почвах и породах, обогащенных сульфатами, тем не менее, глееобразование проявляться не будет либо его развитие окажется заторможенным. Подобный эффект может наблюдаться при близком залегании сульфатных грунтовых вод или при высокой концентрации в почвенном воздухе сероводорода.

Механизм блокировки развития процесса глееобразования заключается в том, что сульфаты почв или пород в условиях анаэробноглизе подвергаются восстановлению с образованием карбонатов и выделением сероводорода (Антипов-Каратаев, 1953; Deelman, 1975):

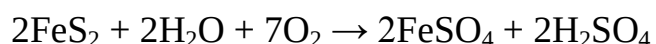


В восстановительной среде выделяющийся сероводород вступает во взаимодействие с ионами двухвалентного железа, образуя нерастворимый сульфид железа (Аристовская, 1980):

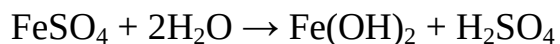


Таким образом, железо, несмотря на переход из двухвалентной формы в трехвалентную, фиксируется *in situ* и его выноса не происходит. Меняется только форма залегания железа в почве. Глей холодной окраски в этом случае не образуется, но возникает черный мажущий минерал гидротроилит $\text{Fe}(\text{HS})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (Перельман, 1977). Итак, процесс глееобразование в этих условиях сменяется процессом сульфатредукции (Зайдельман, 1998, 2009).

Тем не менее, в районах распространения сульфатных почв и пород интенсивное обезжелезнение мелкозема возможно в условиях пульсации окислительно-восстановительного и водного режима. Во-первых, вынос железа происходит в этом случае, за счет гидромеханического переноса с оттоком почвенной влаги из профиля. Во-вторых, сульфид железа при смене окислительно-восстановительного режима подвергается окислению с возникновением ярозит ($K_3Fe(SO_4)_2(OH)_6$), а на последующих стадиях железного купороса и серной кислоты:



В дальнейшем железный купорос подвергается гидролизу с образованием гидроокиси железа:



Присутствие серной кислоты значительно увеличивает устойчивость в растворе гидроксида железа (II) и карбоната железа (III), которые с током почвенной влаги выносятся за пределы профиля. Таким образом, развитие глееобразования на бескарбонатных породах, содержащих сульфиды или сульфаты, при переувлажнении, наличии органического вещества и присутствия анаэробной гетеротрофной микрофлоры возможно только в условиях застойно-промывного водного режима (Зайдельман, 1998, 2009).

В связи с собранным разными исследователями за более чем столетний период работы фактическим материалом в настоящее время, опираясь на формулу Г.Н. Высоцкого, можно дать более полное определение глееобразования, предложенное Зайдельманом [2010]: “Глееобразование – биогеохимический почвообразовательный процесс, возникающий в анаэробной среде на кислых, нейтральных или выщелоченных породах, не содержащих сульфатов, при участии гетеротрофной микрофлоры и наличии органического вещества, способного к ферментации в условиях постоянного или периодического обводнения отдельных горизонтов или всего профиля. Глееобразование сопровождается формированием холодной окраски горизонтов почвенного профиля, переходом в подвижное состояние и

несбалансированным выносом железа и марганца в условиях застойного, и железа, марганца, алюминия, кальция, магния, калия и других металлов в условиях застойно-промывного режима”.

1.3 Глееобразование как почвообразующий процесс в условиях застойного и застойно-промывного водного режима

Процесс глееобразования может реализовываться на фоне двух видов гидрологического режима – застойном и застойно-промывном. При этом происходит принципиально различная трансформация свойств почв и почвообразующих пород в зависимости от типа водного режима (Сюта, 1962; Зайдельман, Нарокова, 1978; Зайдельман, 2004.).

При развитии глееобразования в результате анаэробной ферментации органического вещества происходит выделение подвижных и химически активных веществ: низкомолекулярных органических кислот, полифенолов, неорганических восстановителей и т. д. В целом в профиле естественных подзолистых, дерново-подзолистых почв, оподзоленных почв западин лесостепи, а также солодей и солонцов содержатся низкомолекулярные органические кислоты в количестве в среднем 3 – 6% от общего количества углерода воднорастворимого органического вещества, мигрирующего по профилю почв (Кауричев, Иванова, Ноздрунова, 1963). Комплексообразующие кислоты играют ключевую роль как доноры протонов в связывании и элювиировании металлов (Kawaguchi, Kuuma, 1959; Кауричев и др., 1979; Brahy et al., 2000). В профиле подзолистых и дерново-подзолистых почв железоорганические водорастворимые соединения комплексной природы являются основной формой миграции железа (Кауричев, Карпухин, 1986). На интенсивность перехода железа в раствор влияет целый ряд факторов, среди которых величина E_h и pH , концентрация реагентов в растворе, степень кристаллизации оксидов железа и др. (Shcwertmann, 1991).

Гуминовые соединения могут выступать в роли шаттлов электронов между микроорганизмами и оксидами железа, увеличивая интенсивность восстановительного растворения железистых минералов (Rakshit et al., 2009). Тем не менее гуминовые вещества могут выступать в качестве шаттлов электронов только при концентрации растворенных гуминовых соединений не менее 5 – 10 мг С/л (Jiang, Kappler, 2008).

Повышение концентрации способных к образованию металлорганических комплексов соединений существенно увеличивает миграционную способность не только железа, но и металлов с постоянной валентностью, в частности, алюминия и магния (Пономарева, 1949; Duchaufour, 1964; Фатьянов, 1958; Brahy et al., 2000). В этих условиях железо, как в форме металлорганических соединений, так и в составе закисных солей минеральных кислот, наряду с марганцем, алюминием, кальцием, магнием и другими элементами приобретают повышенную миграционную способность (Кауричев и др., 1960, 1964; Пономарева, 1964; Jansen et. al., 2005). По этой причине при развитии глееобразования на фоне поочередной смены периодов аэрации и обводнения (застойно-промывной водный режим) на кислых, нейтральных или выщелоченных почвах наблюдается интенсивный вынос элементов из профиля (Зайдельман, 1997, 1998).

Наиболее сильно миграция элементов развивается в почвах поверхностного временного переувлажнения в сочетании с нисходящими и латеральными потоками влаги (Кауричев и др., 1989). Продолжительность, как фазы обводнения, так и фазы аэрации может варьировать в широких пределах – от нескольких часов до нескольких месяцев. Наиболее существенное влияние на минеральный субстрат наблюдается в случае кратковременной систематической пульсации водного режима. Тем не менее, пребывание почвы в условиях даже кратковременного анаэробноза (15 – 30 суток) с последующим восстановлением нормальных условий аэрации вызывает неблагоприятные изменения почвенных свойств (Гречин, 1961).

Развитие глееобразования на фоне застойного водного режима характеризуется сравнительно слабо выраженным процессом элювиирования главным образом марганца и железа. Это связано с тем, что в условиях застойного гидрологического режима жидкая фаза быстро достигает состояния насыщения, формируется относительно стабильная равновесная система. В этом случае миграция элементов происходит, преимущественно, благодаря их слабой диффузии к поверхностным ненасыщенным слоям, воды. Здесь, вследствие периодической аэрации, восстановленные соединения окисляются и выделяются из раствора. В силу этого, на поверхности почв, существующих в условиях глееобразования на фоне застойного водного режима, формируются охристые скопления гидроокиси железа и марганца (Зонн, 1982; Зайдельман 1998).

Скорость развития глееобразования при изменении гидрологического режима почв во многом зависит от свойств подстилающей материнской породы (Найруменд, Тедру, 1990).

Лабораторные и полевые исследования показывают, что под действием глееобразования на фоне застойно-промывного гидрологического режима существенно изменяются физические, химические, физико-химические, минералогические свойства почв и почвообразующих пород. В этом случае происходит резкое увеличение актуальной, обменной и гидролитической кислотности, возрастает содержание подвижного алюминия, значительно снижается количество обменных оснований. Увеличивается подвижность почвенного гумуса (Гречин, 1961; Сюта, 1962; Зайдельман, Нарокова, 1978, Зайдельман, Санжаров, 1982).

Элювиирование существенных масс химических элементов приводит к изменению валового состава почв и пород. Значительно снижается валовое содержание железа, алюминия, марганца, кальция, магния, серы. Одновременно с этим происходит относительное накопление кремния. Также возрастает содержание двухвалентного железа в твердой фазе, что может являться причиной дестабилизации кристаллической решетки и разрушения

алюмосиликатов (Сюта, 1962; Зайдельман, Нарокова, 1978, Зайдельман, Санжаров, 1982).

Под влиянием глееобразования в условиях застойно-промывного режима наблюдается интенсивное обезыливание почв и почвообразующих пород (Фридланд, 1958). Согласно результатам модельного эксперимента Зайдельмана и Нароковой [1978] обезыливание кислого лессовидного суглинка, после двух лет пребывания под воздействием глееобразования на фоне застойно-промывного режима, составило 49% относительной исходной породы, при этом в варианте с застойным режимом эти потери составили 0%.

В результате глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима на кислых, нейтральных или выщелоченных породах формируются почвы со светлыми кислыми элювиальными горизонтами. Происходит дифференциация почвенного профиля по цветовым, гранулометрическим и химическим параметрам (Lutwick, Delong, 1954; Сюта, 1962; Зайдельман, Нарокова, 1978, Зайдельман, 1997).

Данные модельных и натурных исследований показывают, что в условиях стабильного застойного водного режима развитие глееобразования вызывает относительно несущественные изменения химически и физико-химических свойств почв и почвообразующих пород.

При такой форме глееобразования в естественной среде формируются оглеенные минеральные или заболоченные оторфованные почвы, отличающиеся интенсивными морфохроматическими признаками оглеения. Для этих почв характерен незначительный вынос железа и марганца, а также относительная стабильность большинства химических элементов относительно породы. При этом цветовая, гранулометрическая, химическая дифференциация профиля с образованием светлых элювиальных горизонтов не обнаруживается. В условиях глееобразования на фоне постоянного застоя влаги формируются недифференцированные сильноогленные почвы — перегнойно-глеевые, дерново-глеевые, торфяно-глеевые, торфянисто-глеевые и другие (Рожнова, 1963; Зайдельман, Нарокова, 1978; Кауричев и др., 1989).

1.4 Роль микроорганизмов в развитии глееобразования

Глееобразование представляет собой восстановительный биохимический процесс, протекающий в условиях избыточного увлажнения при наличии легкоферментируемого органического вещества и обязательном участии анаэробной гетеротрофной микрофлоры (Высоцкий, 1905; Зайдельман, 1974; Кауричев и др., 1989, Зайдельман, 1998). В стерильной среде, ни при каких обстоятельствах, не происходит развития глееобразования (Alexander, 1960). Внедрение бактериальных ингибиторов в инкубируемую в условиях переувлажнения почву практически полностью подавляет восстановление железа (Kamiga et al., 1963).

Первые данные по составу анаэробной гетеротрофной микрофлоры, инициирующей оглеение почв, были получены Руновым [1926]. Рунов исследовал способность редукции железа у некоторых представителей сапрофитных бактерии в чистой культуре: *Escherichia coli*, *Bacillus daniz*, *B. mereschkowsky*, *Clostridium pasteurianum*, *Lactobacillus lactis*. Следует отметить, что автор установил факт редукции железа в результате анаэробных микробиологических процессов, сопровождающихся кислотообразованием.

В дальнейшем Старки и Гальварсон [Starkey, Halvorson, 1927], Робертс [Roberts, 1947], Бромфильд [Bromfield, 1954], Калакуцкий и Дуда [1961], Мотомура [Motomura, 1962], Дараган [1967], Оттов [Ottow, 1968], Шахобова [1976] и др. изучали способность к восстановлению железа у различных видов почвенных микроорганизмов.

Существенная роль в развитии глееобразования, по мнению некоторых авторов, принадлежит маслянокислым бактериям (Рунов, 1926; Дараган, 1967). Способность к восстановлению трехвалентного железа была обнаружена у *Clostridium sporogenes*, *Bacillus polymyxa*, *B. circulans* (Roberts, 1947; Bromfield, 1954), а также у некоторых представителей псевдомонад (Дуда, Калакуцкий, 1961; Дараган, 1967). В дальнейшем Оттов [Ottow, 1968] обнаружил многие виды организмов-редукторов железа среди

гетеротрофных спороносных и неспороносных бактерий (*Paracolobactrum aerogenodies*, *Bacillus cereus* и др.), а также грибов (Ottow, Klopotek, 1969). По мнению Оттова (Ottow, 1971) основное участие в развитии оглеения принимают облигатно анаэробные бактерии рода *Clostridium*, способные к фиксации азота. Эти микроорганизмы распространены во всех почвах, нетребовательны к условиям среды. Как считает Оттов (Ottow, 1971) в естественных условиях развитию глееобразования способствует совместная деятельность аэробных и анаэробных бактерий. В условиях пульсации окислительно-восстановительного режима роль аэробных микроорганизмов заключается в разрушении в окислительной обстановке труднодоступного для анаэробных бактерий органического материала. Способностью к восстановлению железа в анаэробных условиях обладают некоторые автотрофные микроорганизмы (Brock, Gustafson, 1976). Таким образом, процесс глееобразования не связан с определенной таксономической группой микроорганизмов и развивается под воздействием широкого неспецифического видового спектра анаэробных микроорганизмов (Аристовская 1980).

Исследования анаэробной микрофлоры в условиях моделирования глееобразования в лабораторных условиях на фоне застойно-промывного и застойного режима подтвердили неспецифичность состава микроорганизмов, инициирующих процесс оглеения (Зайдельман, Бусыгина, Нарокова, Штина, 1979). Авторами установлено, что в варианте моделирования глееобразования на фоне застойно-промывного режима формируется состав микрофлоры, характерный для естественных подзолистых почв. Был определен перечень представителей альгофлоры, вероятных индикаторов развития глеевых процессов: *Chlorococcum humicola*, *Chlorochytrium paradoxum*, *Chlorella vulgaris*, *Ch. minutissima*, *Polyedriella helvetica*, *Bodrydiopsis arhiza* и т.д. Авторы установили, что формирование микробного пейзажа зависит от свойств почвообразующей породы и типа гидрологического режима.

В силу того, что развитие глееобразования не связано с какой-либо определенной физиологической группой микроорганизмов, а их развитие на питательных субстратах в естественных условиях не всегда вызывает восстановление железа, в природе, как правило, не удастся установить четкую корреляцию между количеством железоредуцирующих бактерий и интенсивностью глееобразования (Аристовская, 1980). По данным Дараган [1967] и Оттова [Ottow, 1972] наибольшее количество железоредуцирующих организмов в большинстве случаев обнаруживается в обогащенных органикой поверхностных слоях почв, а не в глеевых горизонтах.

Различают два типа биохимического механизма редукции железа – прямой и косвенной (Motomura, 1962). В первом случае, восстановление железа является результатом непосредственного воздействия определенных микроорганизмов (*Bacillus circulans* и псевдомонад) на трехвалентную форму металла (Дуда, Калакуцкий, 1961). В другом случае восстановление железа происходит под воздействием выделяемых в окружающую среду микробных метаболитов – низкомолекулярных органических кислот, неорганических восстановителей, специфических хелатообразующих соединений. По мнению многих исследователей, второй тип биохимической редукции железа является доминирующим при развитии оглеения (Bromfield, 1954; Motomura, 1962; Kamura et al., 1963). Важность микробных метаболитов в процессе редукции окиси железа отмечалась уже в работах Рунова [1926].

Физиологический смысл восстановления железа для осуществляющей его микрофлоры заключается в освобождения кислорода, необходимого для поддержания основных жизнеобеспечивающих процессов в организме (Motomura, 1962).

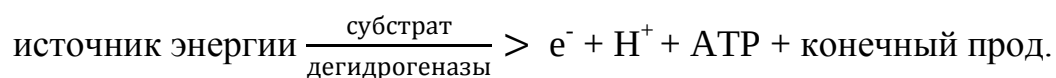
Одним из механизмов редукции железа микроорганизмами является выделение в окружающую среду комплексообразователей, растворяющих железо в анаэробной среде из его устойчивых форм. Перешедшее в доступную форму железо поглощается клеткой, где освобождается от

“переносчика”, который вновь выделяется во внешнюю среду (Шахобова, 1976; Ratledge, Patel, 1976; Аристовская, 1980). Исследования Аристовской и др. [1969] показывают, что при редукции устойчивых природных соединений, железо зачастую переходит в форму металлорганических комплексов. При этом процесс разрушения почвенных минералов под воздействием культур маслянокислых бактерий и псевдомонад начинается с растворения железа микробными метаболитами, способными к образованию металлорганических комплексов. По мнению авторов, появление в среде двухвалентного железа является либо результатом разрушения железоорганических комплексов, либо следствием восстановления железа в момент его выделения из кристаллической решетки минералов.

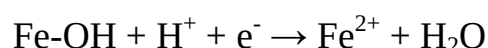
Восстановление железа у большинства микроорганизмов протекает при участии фермента нитратредуктазы (Motomura, 1962; Ottow, 1968). Среди дрожжей и грибов способностью к редукции железа обладают только виды, обладающие этим ферментом. Тем не менее, у *Bacillus pumilis*, *B. sphaericus* и некоторых представителей рода *Clostridium*, лишенных нитратредуктазы, также была обнаружена способность к восстановлению железа, что указывает на существование иного ферментативного механизма редукции (Ottow, 1970). Неизвестный фермент, ответственный за этот механизм, условно называли ферриредуктазой (Ottow, Glathe, 1971).

Общая схема бактериального формирования глея по мнению Оттова (Ottow, 1971) может быть представлена следующим образом:

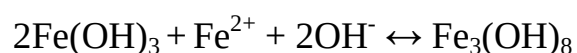
неорганическая ферментация



железо как H^+ -акцептор



формирование глея



(бурый цвет)

(зелено-серый цвет)

1.5 Причины, экологические последствия и прикладные аспекты развития глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима

Глееобразование на фоне застойно-промывного водного режима оказывает мощное воздействие на почвы и почвообразующие породы, резко изменяя их физические, химические, физико-химические и минералогические свойств (Зайдельман, 1998). Развитие этого почвообразовательного процесса приводит к глубокой деградации и значительной потере плодородия почв (Кауричев, Орлов, 1982). Зачастую причиной проявления глееобразования на фоне пульсации аэробно-анаэробных условий служит антропогенное воздействие, направленное на изменение естественного гидрологического режима ландшафтов. Такой эффект могут оказывать гидротехническое строительство, сооружение оросительных систем, осушение, переуплотнение почвенных горизонтов и т.д. В результате, в ранее недифференцированных почвах могут возникать светлые кислые элювиальные горизонты (Зайдельман 1974, 2010).

Деградация почв в результате развития глееобразования на фоне застойно-промывного водного режима может развиваться как результат осушения интенсивно оглееных (дерново-глеевых, торфяно-глеевых, торфянисто-глеевых и др.) почв различного гранулометрического состава. Дренаж, как правило, не обеспечивает достаточного объема оттока почвенной влаги в период весеннего снеготаяния. Таким образом, в почвах, находившихся в естественной обстановке в условиях субаквального водного режима, на ранних этапах теплого периода развивается глееобразование на фоне пульсации аэробно-анаэробных условий (Зайдельман, 2005). В результате такого антропогенного вторичного водного режима происходит элювиирование химических элементов из профиля, увеличение кислотности, ухудшение физико-химических почвенных характеристик и, в конечно счете, развитие деградированных светлых кислых элювиальных горизонтов (Зайдельман, 1998).

В естественных автоморфных или дренированных почвах вторичный гидроморфизм может возникать в результате антропогенного переуплотнения. Применение тяжелой сельскохозяйственной техники (с удельным давлением на почву более 80 кПа) в ряде случаев приводит к возникновению уплотненного водоупорного подпахотного горизонта (Рабочев и др., 1980; Бондарев, 1990). Использование тяжелой техники особенно неблагоприятно на почвах тяжелого гранулометрического состава при их повышенной влажности на фоне выраженного пересеченного рельефа (Бондарев и др., 1994). В этом случае наиболее высок риск образования вторичного водоупорного горизонта и, как следствие, перераспределение внутрипочвенного стока. Результатом перераспределения стока будет являться увеличение объема воды, поступающего к депрессиям и равнинным участкам ландшафта. Как следствие, здесь может наблюдаться временный застой влаги, развитие оглеения и формирование режима пульсирующего анаэробноз (Розанов, 1957; Зайдельман, 1992).

Для предупреждения образования вторичных переуплотненных горизонтов в агроландшафтах необходимо применение сельскохозяйственной техники с удельным давлением на почву не более 80 – 100 кПа. Для предотвращения переувлажнения поверхностных горизонтов особое значение имеют мероприятия по организации поверхностного и внутрипочвенного стока, вовлечение почв в травопольные севообороты. Важное практическое значение при возможном переуплотнении подпахотного горизонта на фоне значительного перепада высот имеет грамотная организация дренажных систем, выполненная с учетом риска увеличения интенсивности нагрузки в депрессиях и на равнинных участках со временем (Зайдельман, 2009).

Серьезную экологическую угрозу представляет деградация орошаемых черноземов в результате их переувлажнения (Рысков, Гуров, 1987). При поливах и переполивах, особенно на фоне ведения систематической культуры пропашных и уплотнении почв в результате использования

тяжелой сельскохозяйственной техники, возрастает вероятность временного застоя влаги в профиле почв и развития глееобразования (Зайдельман, 1996). В этом случае черноземы приобретают несвойственные им признаки гидроморфизма, наблюдается осветление почвенного профиля и утрата естественного плодородия. Происходит обесструктурирование и увеличение глыбистости пахотного горизонта, особенно в первые годы орошения. Пульсирующий застой влаги в поверхностных горизонтах, развитие анаэробно-оглеения приводит к изменению окислительно-восстановительного режима, интенсивной миграции железа и марганца, потере щелочноземельных металлов, резкому увеличению кислотности, снижению количества обменных оснований. Трансформация физических и химических свойств оказывается тем глубже, чем чаще наблюдаются периоды кратковременного застоя влаги и чем меньше содержат кальция поливные воды (Зайдельман, Давыдова, 1989; Николаева, Еремина, 2005). В случае перманентного грунтового гидроморфизма происходит диффузия железа в верхние слои почв, сегрегация его в орштейны в оглеенных и глеевых горизонтах (Зайдельман, Никифорова, Сафронов, Степанцова, 2012).

Развитие глееобразования на фоне застойно-промывного режима чаще всего проявляется в пониженных участках ландшафта в результате формирования верховодки в весенний период. Водный режим западин водоразделов зависит от количества осадков в зимне-весенний период. В сухие годы верховодка в профиле почв может отсутствовать, а во влажные – держаться до начала лета (Зайдельман, Никифорова, Степанцова, Красин, Красина, 2012).

В крайних случаях в результате длительного развития оглеения на фоне застойно-промывного режима на месте первичных обыкновенных черноземов формируются почвы с дифференцированным профилем и характерным кислым элювиальным горизонтом, получившие название чернозмовидных подзолистых оглеенных (Зайдельман, Тюльпанов, Ангелов, 2012). На этих почвах невозможно получать какой-либо урожай зерновых, их

необходимо залужать (Зайдельман, Никифорова, Степанцова, Красин, Красина, 2012).

Свойства твердой фазы черноземов не подвергаются деградации, если орошение производится благоприятными водами на фоне обеспеченного дренажа установками с низкой интенсивностью дождя. В этом случае не происходит переуплотнения с образованием вторичных водоупорных горизонтов, создана система травопольных севооборотов (Зайдельман, Давыдова, 1989; Самойлова, 1989).

Изменения гидрологического режима при введении культуры рисосеяния, связанные с длительным затоплением рисовых полей, на бескарбонатных автоморфных и полугидроморфных почвах вызывают кардинальное преобразование естественного почвообразовательного процесса. В этом случае наблюдаются деградационные изменения явления, связанные с трансформацией их минеральной и органической части почв. Происходит кардинальное изменение окислительно-восстановительного режима почв, сопровождающееся падением E_h и развитием анаэробных условий в верхних горизонтах во время затопления рисовых чеков (Розанов, Розанова, 1965; Николаева, Майнышева, 1980; Полупан, 1985).

По данным Майнашевой, Николаевой, Розанова [1983] негативная трансформация почвенных свойств отчетливо проявляется уже после 4-х лет использования южного тяжелосуглинистого чернозема в культуре рисосеяния. Происходит осветление поверхностных горизонтов, увеличение кислотности, уплотнение сложения, появление микроконкреций и выцветов. В результате развития глееобразования происходит обогащение почвенного раствора, грунтовых и дренажных вод железом, кремнеземом, марганцем, органикой и другими веществами, миграционная способность которых увеличивается в анаэробных условиях (Николаева, Майнашева, 1980; Николаева и др., 1987; Бахманиар, 2008). Увеличение концентрации алюминия в почвенном растворе может привести к его повышенной аккумуляции в различных частях растений (Mora et. al., 2012). Вынос железа

и марганца из анаэробных слоев сопровождается их окислением и аккумуляцией в аэрируемых зонах с образованием железисто-марганцевых конкреционных новообразований (Николаева, Майнашева, 1980).

Исследования Полупан [1985] показали, что лугово-каштановые солонцеватые почвы на лессах после 12 лет использования в рисовых севооборотах подвергаются оглеению и приобретают признаки деградации, выражающиеся в обеднении пахотного горизонта илистыми частицами, уменьшении содержания обменных щелочных и щелочноземельных металлов, изменении фракционного состава гумуса.

Экстремальным случаем деградации почв под воздействием глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима является формирование “рисовых” подзолов в зоне влажных тропиков. Впервые деградированные “рисовые” оподзоленные почвы выделил Торп [Thorp, 1936] на территории Китая, установив их происхождение как следствие интенсивного оглеения верхних горизонтов. Эти почвы приурочены к повышенным дренированным позициям и формируются, таким образом, в условиях застойно-промывного водного режима. Они отличаются облегченным гранулометрическим составом, снижением содержания гумуса, падением pH, уменьшением ЕКО, значительным увеличением валового содержания кремния (Обухова, 1969). Таким образом, в результате длительной инкубации в анаэробных условиях на фоне застойно-промывного водного режима формируются массивы почв с отбеленными верхними горизонтами, обладающие крайне низким плодородием и непригодные для выращивания большинства сельскохозяйственных культур (Зайдельман, 2009).

Во всех ландшафтах интенсивное развитие глееобразования почв оказывают негативное влияние, как почвы, так и на жизнедеятельность почвенных организмов и развитие высших растений. Под влиянием оглеения подавляется активность значительной части почвенной биоты – многие виды спороносных бактерий переходят в состоянии спор, неспороносные виды

группируются в микроколонии, защищенные слизистой капсулой. Грибные гифы в этих условиях обычно подвергаются лизису, а их количество сокращается. Таким образом большая часть профиля становится биологически инертной, а активная жизнедеятельность микроорганизмов сохраняется лишь в тонком поверхностном слое (Аристовская, 1980).

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Целью нашей работы являлось изучение влияния глееобразования и сульфатредукции, инициируемых анаэробной гетеротрофной микрофлорой, на условия формирования химического состава лизиметрических вод, изменение химических и физико-химических свойств разных по генезису почвообразующих пород в условиях застойно-промывного и застойного водных режимов.

Задачи исследования:

1. Изучить развитие морфологических признаков оглеения и сульфатредукции.
2. Проследить динамику изменения окислительно-восстановительного потенциала и pH лизиметрических вод в условиях застойно-промывного водного режима.
3. Оценить изменения химического состава (по мере развития глееобразования) лизиметрических вод.
4. Изучить изменение физико-химических свойств почвообразующих пород в результате глееобразования.
5. Исследовать изменения валового состава почвообразующих пород под воздействием процессов оглеения и сульфатредукции на фоне застойно-промывного и застойного водных режимов

ГЛАВА 2. МЕТОДИКА И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1 Методика модельного эксперимента

При постановке эксперимента по изучению глееобразования в лабораторных условиях за основу приняли методику моделирования этого почвообразовательного процесса, предложенную Зайдельманом и Нароковой [1978]. Для проведения эксперимента в полевых условиях нами были отобраны крупные образцы породы, массой более 10 кг. Затем образцы были высушены до воздушно-сухого состояния, размельчены и пропущены через сито диаметром 3 мм. Тщательно перемешанный гомогенный почвенный материал разместили тонким слоем на широкой поверхности и разделили на квадраты с одинаковой стороной (7 см), из которых отобрали множественную пробу, массой 1700 г, с обеспечением рандомизации. Таким образом были подготовлены девять однородных проб, по три из каждой исследуемой почвообразующей породы для различных вариантов опыта – застойно-промывной режим без внесения легкоферментируемого органического вещества (контроль), застойно-промывной режим и застойный водный режим с внесением органического вещества (табл. 1).

Каждую подготовленную пробу поместили в пластмассовый сосуд (13,5x13,5x30 см) на основание из крупнозернистого кварцевого песка мощностью около 4 см, используемого в качестве дренажа. Для удаления железосодержащих примесей перед началом эксперимента песок промыли разбавленной 1:1 соляной кислотой до отрицательной качественной реакции на ион Fe^{3+} по роданиду аммония или калия. После этого песок был очищен от соляной кислоты дистиллированной водой, высушен и использован в эксперименте.

В вариантах опыта в условиях застойно-промывного водного режима использовали сосуды с дренажем на дне для систематического сброса лизиметрических вод. Дренаж представлял собой патрубок с короткой резиновой трубкой, перекрывающейся зажимом Гофмана. Для

предотвращения попадания песка и мелкозема в лизиметрический сток верхнее отверстие патрубка было изолирован фильтром из синтетического материала. Сброс лизиметрических вод в вариантах опыта с застойно-промывным водным режимом производили один раз в декаду. После сброса лизиметрического стока образцы оставляли на 3 суток для высушивания. К концу эксперимента период аэрации увеличили до 4 суток вследствие ухудшения инфильтрационной способности исследуемых пород. После аэрации образцы снова заливали раствором и накрывали сосуды негерметичной крышкой.

Табл. 1 Схема опыта по моделированию глееобразования на породах разного генезиса в условиях застойно-промывного и застойного водных режимов

Варианты переувлажнения	Затопление 10 дней с последующей аэрацией		Постоянное затопление
	Дистиллированная вода	1%-ый раствор сахарозы.	
Породы	Контроль	Глееобразование в условиях застойно-промывного водного режима	Глееобразование в условиях застойного водного режима
Речной пойменный аллювий			
Лессовидная легкая глина			
Озерный засоленный карбонатный аллювий			

Варианты опыта с застойным режимом размещали в сосудах с постоянно закрытыми зажимами. Перед засыпкой образцов в песчаное основание сосудов были помещены стеклянные трубки на глубину около 2-ух см для удаления защемленного воздуха. Сброс лизиметрических вод производили здесь один раз в конце эксперимента.

Образцы пород в вариантах с развитием глееобразования на фоне застойно-промывного и застойного водного режима заливали 1% раствором сахарозы. В качестве легкоферментируемого органического вещества, необходимого для инициирования развития глееобразования, была использована сахароза, поскольку этот дисахарид встречается в почве в естественных условиях (Flaig, 1971; Орлов, Садовникова, Садовников, 1975). Кроме того, исследования Блумфильда [Bloomfield 1950,1951] показали, что интенсивность развития оглеения (определявшаяся по концентрации двухвалентного железа в растворе) при инкубации почвообразующих пород в присутствии сахарозы сопоставима с интенсивностью глееобразования при добавлении растительного материала – травы, частично высохшего и свежего опада. Таким образом условия развития глееобразования в модельном эксперименте в этом компоненте вероятно близки к естественной обстановке.

Образцы пород в контрольном варианте опыта на фоне застойно-промывного водного режима заливают дистиллированной водой.

В исследуемых породах, инкубируемых на фоне застойно-промывного водного режима, непосредственно до сброса лизиметрических вод и перед повторным затоплением измеряли окислительно-восстановительный потенциал (ОВП) в поверхностном слое образца. В варианте опыта с застойным водным режимом ОВП измеряли периодически. Здесь подъем ОВП выше условной границы анаэробноза в 200 мВ (Сердобольский, 1950) показывал, что гетеротрофная микрофлора израсходовала запас органического вещества в растворе. В этом случае в сосуд добавляли дополнительные 10 г сахарозы.

Химический анализ лизиметрических вод в вариантах опыта с застойно-промывным водным режимом производили один раз в декаду, после каждого слива.

3.2 Методы физико-химических и химических анализов

Измерения ***pH*** лизиметрических вод и ***окислительно-восстановительного потенциала (Eh)*** почвообразующих пород производили прибором рН-410. При измерении рН использовали комбинированный стеклянный рН-электрод. Определение Eh производили с помощью пары электродов для потенциометрии – рабочего платинового лабораторного электрода и хлорсеребряного электрода сравнения.

Содержание ***железа*** в лизиметрических водах определяли на спектрофотокolorиметре КФК-3КМ сульфосалициловым методом (щелочной вариант). К аликвоте анализируемого раствора прибавляют сульфосалициловую кислоту и NH_4OH (1:1) для установления щелочной реакции среды. В щелочной среде (рН 8-12), образуется внутрикомплексное железосульфосалицилатное соединение, окрашенное в желтый цвет, очень устойчивое во времени. Интенсивность окраски пропорциональна содержанию железа в пробе.

Определение основных физико-химических характеристик почвообразующих пород ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ и $\text{pH}_{\text{КСЛ}}$, гидролитической кислотности, определение обменных кальция, магния, натрия и калия) и исследование валового химического состава пород проводили по методикам, представленным в руководствах по химическому анализу почв Аринушкиной [1970] и Воробьевой [1998, 2006].

При определении ***актуальной кислотности ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$)*** к пропущенному через сито 1 мм образцу породы приливают дистиллированную воду, не содержащую диоксид углерода. Суспензию встряхивают на ротаторе в течение 10 минут. Затем часть суспензии, не взбалтывая ее, переносят в химический стаканчик, где прибором рН-410, оснащенного

комбинированным стеклянным рН-электродом, проводят определение актуальной кислотности.

Методика определения показателя обменной кислотности pH_{KCl} аналогична измерению pH_{H_2O} , но вместо дистиллированной воды, не содержащей CO_2 образец почвы заливают 1М раствором KCl.

Для определения **обменной кислотности** образец почвы, пропущенный через сито 1мм, заливают 1М раствором KCl и взбалтывают на ротаторе в течение часа, после чего содержимое колбы отфильтровывают. Фильтрат титруют раствором NaOH до появления розовой окраски по фенолфталеину. По результатам титрования вычисляют значение обменной кислотности.

При измерении **гидролитической кислотности** навеску почвы, пропущенную через сито 1 мм, заливают 1М раствором ацетата натрия и взбалтывают на ротаторе в течение часа. После этого измеряют рН суспензии. По ее величине с помощью специальной расчетной таблицы находят значение общей потенциальной (гидролитической) кислотности.

Определение содержания **обменных алюминия и водорода** выполняли по методу Соколова. Навеску почвы, пропущенную через сито 1 мм, заливают 1М раствором KCl и взбалтывают на ротаторе в течение часа. Полученную вытяжку разделяют на две части. Первую часть титруют 0,02 М раствором NaOH с добавлением бромтимолового синего до перехода желтой окраски в синюю. Таким образом определяют общее содержание обменных алюминия и водорода. Вторую порцию титруют 0,02 М раствором NaOH по бромтимоловому синему с добавлением 1,5%-ого NaF, определяя тем самым содержание обменного водорода. Содержание обменного алюминия вычисляют по разности между первым и вторым определениями.

Содержание **обменных кальция и магния в незасоленных некарбонатных почвах** устанавливают, вытесняя их из ППК обработкой навески почвы 1 М раствором NaCl. Промывные воды фильтруют и собирают в отдельную колбу до полного вытеснения кальция и магния из

ППК. Содержание кальция определяют титруя аликвоту, полученного раствора, 0,01 М трилоном Б до появления сиренево-фиолетовой окраски по мурексиду в присутствии гидроксиламина и сульфида натрия в щелочной среде. Для вычисления суммарного содержания кальция и магния к аликвоте анализируемого раствора приливают хлоридно-аммиачный буфер, растворы гидроксиламина и сульфида натрия. Затем титруют 0,01 М раствором трилона Б до сине-голубой окраски по эриохрому черному. Количество обменного магния вычисляют по разнице между вторым и первым определениями.

Определение *обменных оснований в засоленных карбонатных* почвах выполняли по методу Пфеффера в модификации Молодцова и Игнатовой. Удаление легкорастворимых солей осуществляют путем многократного центрифугирования почвенных образцов заполненных 70%-ым этиловым спиртом до отрицательной качественной реакции на SO_4^{2-} и Cl^- . Вытеснение обменных оснований из почвенного поглощающего комплекса производят с помощью 3-х кратного центрифугирования заполненных реактивом Пфеффера (0,1 М NH_4Cl в 70%-ом этаноле с рН 7) отмытых от легкорастворимых солей образцов. После каждого центрифугирования центрифугат собирают в фарфоровую чашку. После 3-х обработок содержимое чашки выпаривают, а осадок прокаливают. Прокаленный осадок снова растворяют и переносят в мерную колбу. В полученном растворе любым подходящим способом можно определять содержание кальция, магния, натрия и калия.

Определение *натрия и калия* в ППК проводили, анализируя почвенные вытяжки на пламенном фотометре.

Выполнение измерения *органического углерода* в исходных породах осуществляли на автоматическом анализаторе АН-7529. В основу работы прибора заложен принцип метода кулонометрического титрования, суть которого состоит в измерении количества электричества, необходимого для нейтрализации кислоты, выделяющейся в результате поглощения

углекислого газа специальным раствором в электролитической ячейке при сжигании навески почвы (Милановский и др., 2011).

В *валовом составе* почвообразующих пород определили содержание восьми элементов: Si, Fe, AL, Ca, Mg, S, Mn, Ti. Каждый образец разделили на три горизонта: 0 – 3 см, 3 – 30 см и 30 – 40 см. Валовой состав, как и физико-химические свойства почвообразующих пород, исследовали в каждом отдельном слое для обнаружения предполагаемых здесь элювиально-иллювиальных процессов.

Разложение почвы для изучения валового состава проводили путем сплавления образцов с карбонатами калия и натрия. К навеске почвы массой 1,0000 г прибавляют шестикратное количество плавня (Na_2CO_3 и K_2CO_3 в соотношении 1:1) и 0,3 г KNO_3 , поскольку длительное время образцы находились в условиях гидроморфизма. Приготовленную смесь сплавляют в платиновых тиглях при температуре 1000 °С. Извлечение плава из тигля осуществляют с помощью обработки концентрированной и разбавленной 1:1 соляной кислотой.

Валовое содержание *кремния* производили с помощью желатинового метода. К выпаренному досуха на водяной бане плаву добавляют концентрированную соляную кислоту и свежеприготовленный 1%-ый раствор желатина. При добавлении желатина происходит коагуляция и образование осадка кремниевой кислоты. Раствор с осадком фильтруют через беззольный фильтр. Осадок кремнекислоты промывают горячим 1%-ым раствором соляной кислоты до полного удаления иона Fe^{3+} . Затем фильтр с осадком переносят в фарфоровый тигель и прокаливают при температуре 1000 – 1200 °С. По массе прокаленного осадка вычисляют содержание кремния в образце. Фильтрат от кремнекислоты собирают в мерную колбу и используют для дальнейших аналитических определений.

Определение валового содержания *железа* проводили с помощью комплексонометрического метода. В анализируемом растворе создают сильноокислую среду (рН 1 – 1,5), нагревают до 50 – 55 °С и медленно

титруют комплексом III в присутствии сульфосалициловой кислоты. В сильноокислой среде сульфосалициловая кислота образует с ионом Fe^{3+} ярко окрашенное растворимое соединение лилово-красного цвета. При добавлении комплекса III в точке эквивалентности окраска исчезает.

Исследование содержания **алюминия** в лизиметрических водах и валовом составе твердой фазы пород осуществляли комплексометрическим методом в присутствии дитизона как индикатора. Метод основан на обратном титровании избытка комплекса III раствором ZnCl_2 такой же молярности в присутствии дитизона. К пробе, где оттитровано железо, прибавляют небольшое количество соляной кислоты и кипятят для полного перехода алюминия в ионное состояние. Приливают в раствор избыток комплекса III, доводят pH до 4,5 – 4,8 и снова кипятят. К охлажденному раствору приливают около 20 мл ацетона и титруют хлоридом цинка в присутствии дитизона до перехода бурой окраски в пурпурно-красную.

Определение валового содержания **кальция и магния** проводят в фильтрате после отделения полуторных оксидов, осажденных аммиачным методом. В этом случае применяли тот же метод комплексометрического титрования, что и для определения обменных кальция и магния.

Определение **серы** осуществляли с помощью гравиметрического метода в фильтрате после отделения полуторных оксидов. К предварительно подкисленной и нагретой до кипения аликвоте образца добавляют по каплям 10%-ый раствор BaCl_2 . Оставляют осадок отстаиваться в течение 24 – 48 часов. Надосадочную жидкость фильтруют через беззольный фильтр синяя лента. Осадок также переносят на фильтр. Фильтр с осадком помещают в фарфоровый тигель и прокаливают при температуре 700 – 750 °C. По массе прокаленного осадка определяют содержание серы в образце.

Измерение валового содержания **марганца** проводили колориметрически персульфатным методом. Пробу из раствора с фильтратом от кремниевой кислоты выпаривают досуха, тщательно обрабатывают

концентрированной HNO_3 , после чего снова выпаривают. Такую обработку продолжают до практически полного удаления иона хлора, мешающего определению марганца. Остатки Cl^- осаждают путем добавления 1%-ого раствора нитрата серебра. Образовавшийся осадок отфильтровывают. Полученный фильтрат окрашивают персульфатом аммония или калия, переносят в мерную колбу, после чего проводят колориметрирование.

Определение *титана* в валовом составе выполняли колориметрическим пероксидным методом. В мерную колбу с раствором, использовавшимся для определения марганца персульфатным методом, добавляют 30%-ый раствор перекиси водорода при тщательном перемешивании. Перекись водорода приливают до тех пор, пока интенсивность желтой окраски не перестанет увеличиваться. Оптическую плотность раствора измеряют по прошествии 10 минут.

ГЛАВА 3. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Модельный эксперимент выполняли с использованием трех контрастных по своим свойствам и генезису тяжелых почвообразующих пород. Эксперименты по моделированию глееобразования в лабораторных условиях на отобранных для исследования почвообразующих породах ранее не проводились.

1. Речной легкоглинистый аллювий. Пойма р. Москвы. Образец породы бурого цвета дерновой зернистой неоглеенной легкоглинистой почвы был отобран из разреза с глубины 80-90 см. Разрез расположен в Раменском расширении долины реки Москвы. Он хорошо оструктурен, имеет слабощелочную реакцию, рН 7,59. Не вскипает от HCl. Содержание физической глины 51%, легкая глина. Количество органического углерода 1,38%.

2. Лёссовидная легкая глина. Владимирское ополье. Образец материнской породы серой неоглеенной почвы был извлечен с глубины 140-150 см. Он имеет слабокислую реакцию, рН 6,30. Не вскипает от HCl. Содержание физической глины-52%, легкая глина. Светло бурый цвет. Признаки оглеения отсутствуют по всему профилю. Содержание органического углерода 0,19%

3. Озерный засоленный тяжелосуглинистый карбонатный аллювий. Барабинская низменность. Образец породы был отобран с глубины 85 – 95 см. на первой надпойменной террасе оз. Чаны. Почва – солонец-солончак. Образец породы имеет щелочную реакцию, рН 8,88, вскипает от воздействия HCl. Содержание общего углерода 0,90%. Порода хлоридно-сульфатного засоления с участием соды, поскольку в формировании почв региона активное участие принимают грунтовые хлоридно-сульфатные воды. Повышенное содержание в грунтовых водах сульфатов является причиной возникновения в анаэробной среде процесса сульфатредукции. В частности, следствием участия в формировании этих почв сульфатредукции является

темная окраска нижних горизонтов профиля. Содержание физической глины 41%, тяжелый суглинок.

Речной легкоглинистый аллювий и лёссовидная легкая глина были использованы для изучения влияния глееобразования на состав лизиметрических вод и свойства почвообразующих пород. В вариантах опыта с озерным карбонатным аллювием была исследована трансформация свойств лизиметрических вод и пород под воздействием глееобразования и сульфатредукции.

ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Эксперимент по моделированию глееобразования проводили в два этапа. На первом этапе работы изучали динамику развития процесса глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима – изменение окислительно-восстановительного режима, pH лизиметрических вод, вынос железа и алюминия из почвообразующих пород с дренажными водами. Длительность этой стадии эксперимента составила практически три года.

На втором этапе эксперимента, после завершения инкубации в условиях застойно-промывного и застойного водного режима, образцы почвообразующих пород были извлечены из пластмассовых сосудов и высушены. В дальнейшем в них послойно были исследованы изменения химических и физико-химических свойств в результате длительно влияния гидроморфизма.

4.1 Результаты исследований влияния глееобразования и сульфатредукции на состав и свойства лизиметрических вод и почвообразующих пород разного генезиса

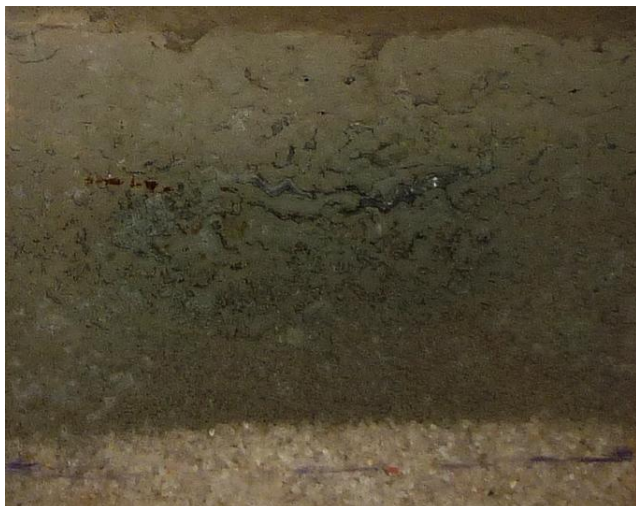
4.1.1 Изменение морфологии пород под влиянием глееобразования и сульфатредукции в условиях застойного и застойно-промывного водного режима

Результаты исследований позволяют оценить скорость возникновения морфохроматических признаков процессов глееобразования и сульфатредукции в условиях застойного и застойно-промывного водного режима на разных по генезису и близких по гранулометрическому составу тяжёлых почвообразующих породах.

В глинистом аллювии поймы р. Москвы в вариантах с внесением 1% раствора сахарозы на фоне как с застойным, так и с застойно-промывным водным режимом существенные изменения морфохроматических свойств пород под влиянием глееобразования стали заметны по истечении полутора месяцев после начала эксперимента. После 15-ти месячной экспозиции в анаэробной среде пойменный аллювий в варианте с застойным водным режимом резко отличался от контроля. Он приобрёл равномерную тёмно-сизую окраску вместо естественной тёмно-бурой (рис. 1). Кроме того этот образец аллювия, хорошо оструктуренный в исходном состоянии, в конце опыта представлял собой массу слабо оструктуренного материала. В варианте с застойно-промывным водным режимом с внесением органического вещества морфохроматические изменения окраски породы носили иной характер. Было установлено общее осветление образца с разделением его на два слоя по интенсивности проявления светло-сизой окраски мощностью около 4 см каждый. Верхний слой приобрел более светлую окраску относительно нижнего (рис. 1).

В лёссовидной глине Владимирского ополья в вариантах с внесением легкоферментируемого органического вещества через два месяца после запуска эксперимента появились отчётливые морфохроматические признаки оглеения виде сизых пятен глея в поверхностном слое образца. В конце эксперимента здесь сформировался сплошной слой материала сизого цвета мощностью 1 – 3 см, при этом отдельные сизые пятна наблюдались внутри всей толщи почвообразующей породы (рис. 2).

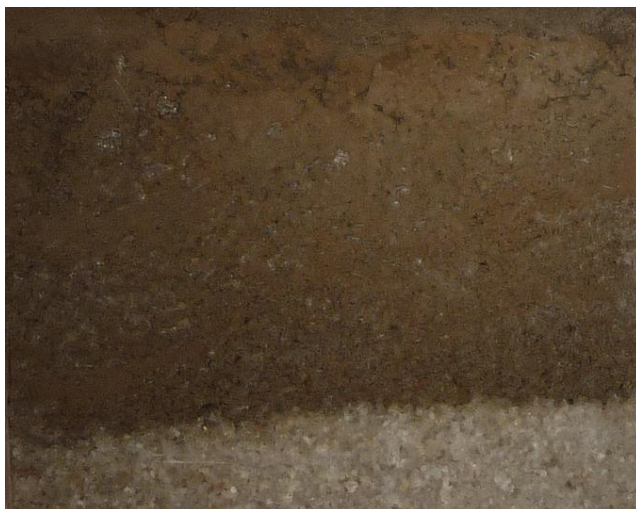
В варианте с внесением 1% раствора сахарозы на фоне застойно-промывного водного режима менее чем через два месяца оглеение лёссовидной глины проявилось в виде отдельных белесовато-серых пятен в поверхностном слое мощностью 1 – 3 см на фоне исходной естественной светло-бурой окраски. В конце эксперимента после практически 3-х лет инкубации в поверхностном слое образца на месте отдельных пятен оглеения сформировался сплошной лентообразный слой осветлённого белесого



Застойно-промывной водный режим с
внесением сахарозы



Застойный режим с внесением
сахарозы



Застойно-промывной режим без
внесения сахарозы

**Рис. 1 Морфология образцов речного легкоглинистого аллювия после 2,5 лет
эксперимента**

мелкозёма мощностью около 2 см с множеством мелких пятен менее интенсивной белесой окраски по сравнению с материалом верхнего слоя во всей толще колонки лессовидной глины (рис. 2).

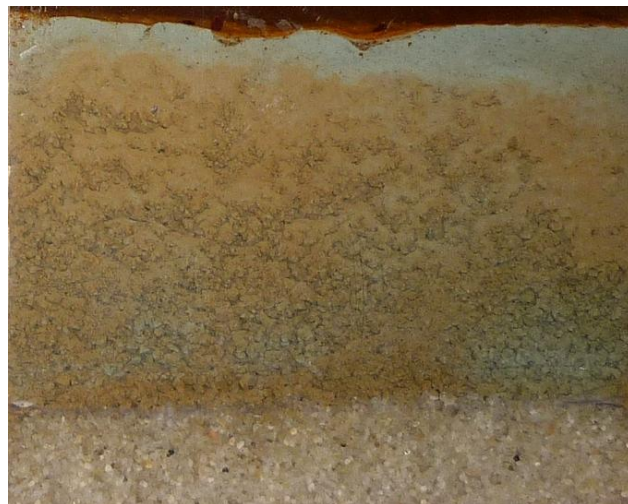
В засолённом карбонатном тяжелосуглинистом аллювии Барабинской низменности в условиях застойно-промывного водного режима с внесением 1% раствора сахарозы развитие признаков оглеения оказалось существенно менее интенсивным по сравнению с двумя рассмотренными выше почвообразующими породами. Эта особенность связана с присутствием резервов карбонатов и сульфатов в этой породе, длительное время блокирующих развитие глееобразования (Зайдельман, 1998). Преимущественно изменения окраски были связаны с периодическим развитием здесь процесса сульфатредукции.

В варианте с внесением органического вещества в условиях застойного водного режима через полтора месяца после начала эксперимента поверхностный слой приобрел интенсивный чёрный цвет. При наличии в почве сульфатов в анаэробных условиях происходит развитие процесса сульфатредукции, в результате которого происходит восстановление S^{-8} до S^{-2} (Ковда, 1973). Тёмноокрашенный материал, вероятно, образован продуктами восстановления сульфатов в анаэробной среде – сульфидом железа (II) и чёрным мажущимся минералом коллоидальной консистенции гидротроилитом ($Fe (HS)_2 \cdot n H_2O$) (Перельман, 1977, Глазовская, 1983, Орлов, 2005). В дальнейшем FeS может преобразовываться до пирита FeS_2 (Аристовская, 1980). К концу эксперимента площадь, покрытая этим темноокрашенным материалом, превышала половину видимой поверхности колонки (рис. 3).

Процесс сульфатредукции в варианте с внесением сахарозы на фоне застойно-промывного водного режима проявился менее интенсивно, чем в условиях застойного режима, из-за систематического сброса лизиметрических вод, периодической аэрации образца и окисления сульфида железа и гидротроилита в эти периоды. Вместе с тем заметные изменения



Застойно-промывной водный режим с
внесением сахарозы



Застойный режим с внесением
сахарозы

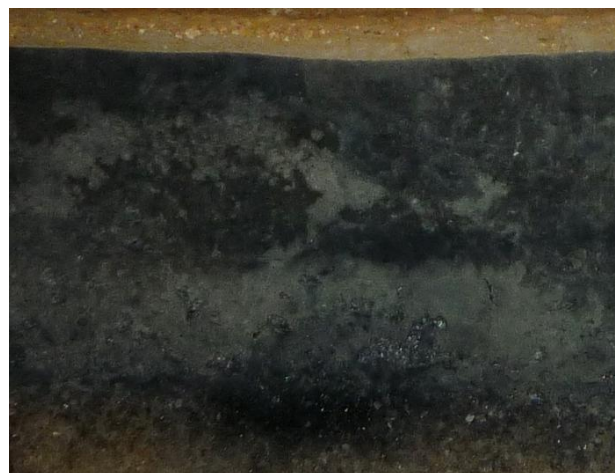


Застойно-промывной режим без
внесения сахарозы

**Рис. 2 Морфология образцов лессовидной легкой глины после 2,5 лет
эксперимента**



Застойно-промывной водный режим с
внесением сахарозы



Застойный режим с внесением
сахарозы



Застойно-промывной режим без
внесения сахарозы

Рис. 3 Морфология образцов озерного засоленного тяжелосуглинистого карбонатного аллювия после 2,5 лет эксперимента

морфохроматических характеристик были зафиксированы здесь на пятый – шестой месяц после начала опыта. К концу эксперимента в этом варианте опыта образец засоленного тяжёлого суглинка приобрёл неоднородную окраску, которая характеризовалась хаотичным чередованием пятен светло-серого и тёмно-серого цвета.

В вариантах эксперимента с застойным водным режимом во всех породах, как на поверхности образца, так и на поверхности вышележащего раствора образовался значительный слой аморфного осадка окисленного железа ярко-оранжевого цвета. Наиболее мощный слой этого осадка образовался в сосудах с речным пойменным аллювием и лессовидной легкой глиной.

Следует подчеркнуть, что морфохроматические признаки всех контрольных вариантов, затапливаемых дистиллированной водой без 1% сахарозы в условиях застойно-промывного водного режима, к концу эксперимента практически не изменились по сравнению с исходными образцами по цвету, текстуре и другим визуальным признакам.

4.1.2 Динамика pH лизиметрических вод

В ходе эксперимента установлено, что добавка органического вещества, способного к анаэробной ферментации (1% раствор сахарозы), вызывает существенное подкисление лизиметрических вод в условиях застойно-промывного водного режима по сравнению с контролем.

В глинистом пойменном аллювии в начале эксперимента pH лизиметрических вод составлял 6,3 единицы. Со временем кислотность дренажных вод увеличивалась. После 20 сливов (1 год наблюдений) значения pH вышли на своеобразное плато и составляли до конца эксперимента около $4 \pm 0,4$ единиц. К концу эксперимента разница между вариантом с внесением сахарозы и контролем составила 4,5 единицы pH (рис. 4).

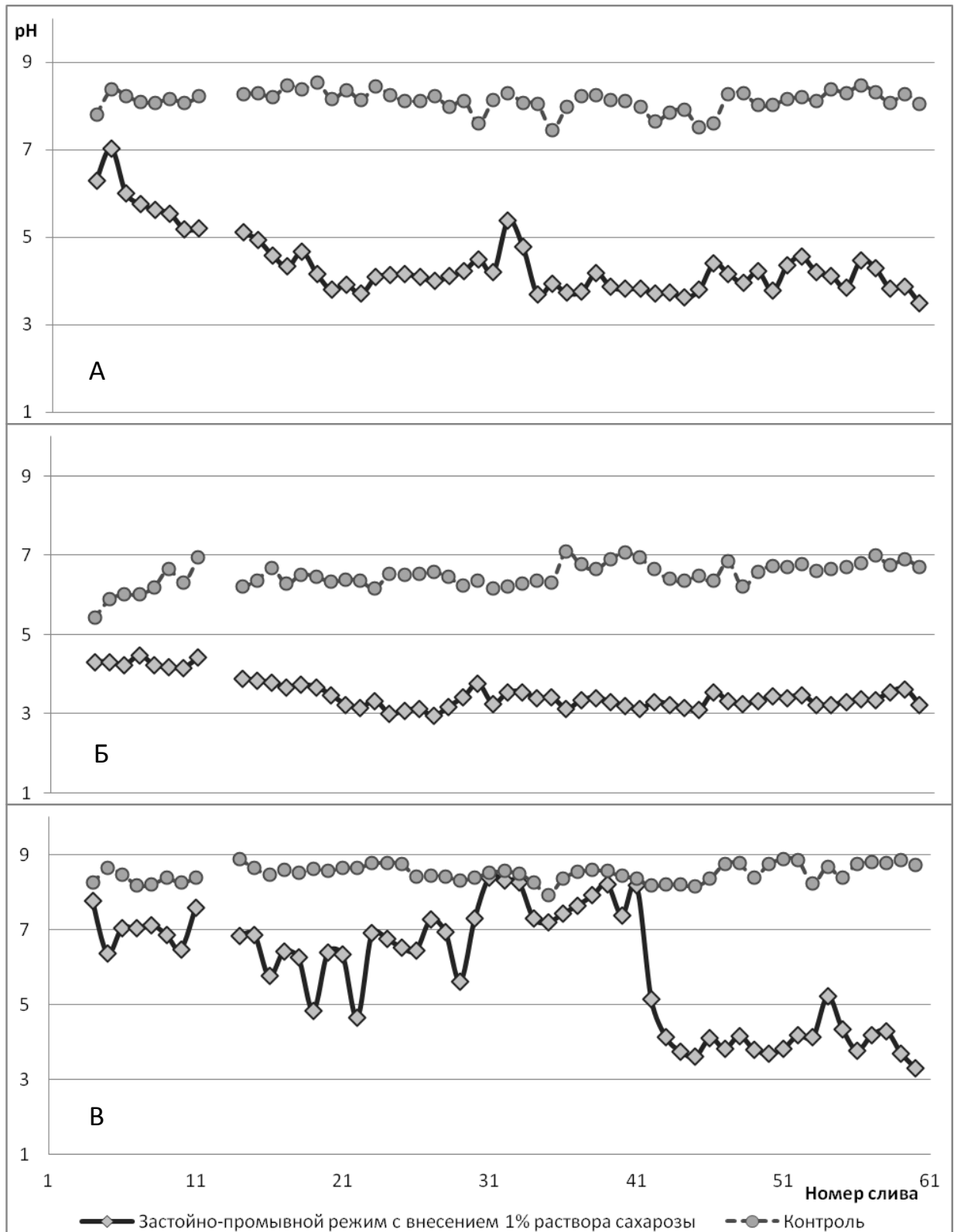
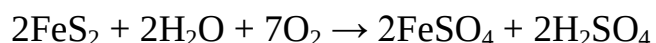


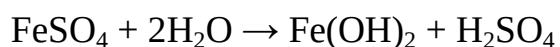
Рис. 4 Динамика pH лизиметрических вод из пород разного генезиса в условиях застойно-промывного водного режима. *А* - речной легкоглинистый аллювий (р. Москва); *Б* - лёссовидная легкая глина (Владимирское ополье); *В* - озерный засоленный тяжелосуглинистый аллювий (Барабинская низменность).

В условиях застойно-промывного режима с внесением сахарозы рН лизиметрических вод из лессовидной легкой глины в начале эксперимента составлял 4,3 единицы. Как и в глинистом пойменном аллювии кислотность дренажных вод падал в течение эксперимента, также выйдя на относительное плато в районе 20 – 25 слива. рН лизиметрических с этого момента и до конца эксперимента составлял $3,1 \pm 0,3$ единицы. В конце опыта разница между этим вариантом опыта и контролем составила 3,3 единицы рН. Иначе происходили изменения рН лизиметрических вод из озерного засоленного карбонатного аллювия. Здесь установлено трехэтапное развитие динамики рН лизиметрических вод. В первый год наблюдений в варианте с внесением 1%-ого раствора сахарозы установлено пульсирующее падение значения рН по сравнению с контролем в среднем на 2,5 единицы. В течение второго года значения рН увеличились до 8,4 (что равно контролю). На третьем этапе после 40-ого слива (рис. 4) произошло резко увеличение кислотности до рН ~ 3,5, эти значения сохранились до конца эксперимента.

Трехэтапный характер изменения рН озерного засоленного карбонатного тяжелосуглинистого аллювия, вероятно, объясняется следующими причинами. В первый год наблюдений за изменением рН в результате окисления основной массы сульфидов железа и поступления в почвенный раствор серной кислоты происходит пульсирующее понижение рН (с 7,0 до 4,3 единиц). Этот феномен можно объяснить окислением в периоды аэрации образцов сульфида железа с выделением железного купороса и серной кислоты по реакции:



Железный купорос при этом также подвергается гидролизу с выделением гидроксида железа (II) и серной кислоты:



В результате одного цикла окисления молекулы сульфида железа в растворе оказываются три молекулы серной кислоты, которые и ответственны за резкое пульсирующее падение рН в этом варианте опыта на

его первом этапе. После того как в озёрном карбонатном тяжелосуглинистом аллювии исчерпаны внутренние резервы сульфида железа и поступление в раствор серной кислоты прекращается, значения pH лизиметрических вод определяются резервами карбонатов кальция и магния. В результате на второй стадии хода кривой происходит подъём pH лизиметрических вод до значений, свойственных контрольному варианту, т.е. до 8,2 – 8,4 ед. pH (рис. 4). Как видно по кривой динамики pH контрольного образца такие значения реакции среды свойственны этой породе, насыщенной карбонатами кальция и магния, в аэробных условиях. После вероятного использования резервов карбонатов наблюдается резкое увеличение кислотности лизиметрических вод, свойственное бескарбонатным породам, которое сохраняется до конца эксперимента.

4.1.3 Динамика окислительно-восстановительного потенциала

Окислительно-восстановительный потенциал в естественных условиях оказывает существенное воздействие на содержание в почвенном растворе железа (III) при условии достаточно высокой концентрации растворенного органического вещества (Lohr, Cox, 2012).

Изменения red-ox потенциала лизиметрических вод всех трёх почвообразующих пород характеризуются чётко выраженным индивидуальным рисунком.

По истечении первой декады с начала эксперимента во всех трех образцах почвообразующих пород было зафиксировано наиболее резкое падение окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) в условиях застойно-промывного водного режима при внесении 1% раствора сахарозы. В речном пойменном аллювии до -530 мВ, в лессовидной глине до -480 мВ, в засоленном карбонатном суглинке (рис. 5) до -620 мВ. В дальнейшем ОВП здесь не опускались до столь низких величин за исключением лессовидной глины, где на протяжении еще шести месяцев обводнения наблюдались значения на уровне от -420 до -400 мВ.

Во всех образцах почвообразующих пород в условиях застойно-промывного водного режима с добавлением 1% раствора сахарозы происходили закономерные колебания значений ОВП. Во время обводнения наблюдалось падение значений окислительно-восстановительного

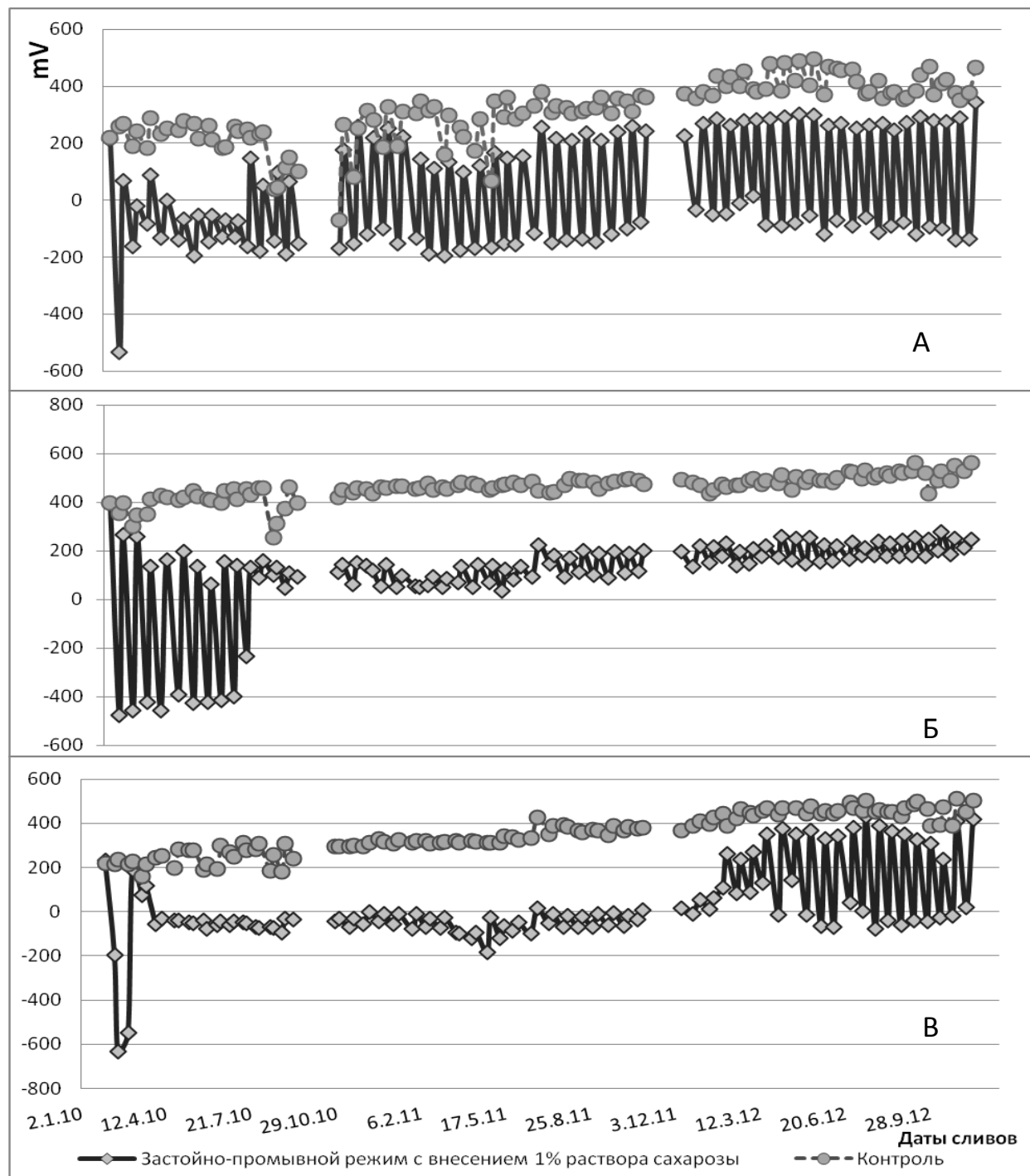


Рис. 5 Динамика окислительно-восстановительного потенциала почвообразующих пород в условиях застойно-промывного водного режима в пульсирующих анаэробно-аэробной (опыт) и аэробной (контроль) средах. *А* - речной легкоглинистый аллювий; *Б* - лёссовидная легкая глина; *В* - озерный засоленный тяжелосуглинистый карбонатный аллювий.

потенциала, после сброса лизиметрических вод и аэрации минерального субстрата – их подъем.

В условиях застойно-промывного режима с внесением 1% раствора сахарозы существенные колебания значений ОВП между периодами обводнения и аэрации на глинистом аллювии поймы р. Москвы сохраняются на протяжении почти всего эксперимента (рис. 5). В первые пять месяцев модельного опыта значения ОВП пульсировали в среднем от -160 мВ во время обводнения до -30 мВ после сброса воды и аэрации. Однако затем амплитуда ОВП стала заметно шире, и весь остальной период эксперимента колебалась в среднем от -150 мВ во время обводнения до +190 мВ после аэрации.

Red-ox потенциал является количественным показателем для оценки аэрационных условий в почвах (Лыхмус, 1989). Широкая амплитуда колебаний кривой ОВП указывает на благоприятные условия аэрации образца речного легкоглинистого аллювия после сброса лизиметрических вод на протяжении всего эксперимента. Такой характер кривой ОВП объясняется, по-видимому, высокой водопрочностью почвенной структуры и длительной стабильностью агрегатов речного глинистого аллювия в условиях застойно–промывного водного режима, что, в свою очередь, обеспечивало хорошую аэрацию образца после сброса лизиметрических вод.

Для лессовидной лёгкой глины (рис. 5) в варианте с застойно-промывным режимом и внесением органического вещества, значительная пульсация значений ОВП (от -400 до +200 мВ) между периодами обводнения и аэрации наблюдались в первые 160 дней эксперимента. Затем амплитуда пульсации значений ОВП постепенно уменьшилась и с шестого месяца до завершения эксперимента установились на относительно стабильном уровне +50 – +200 мВ.

Со степенью оглеения тесно связаны микро- и макроагрегатный состав, трещиноватость, микроморфометрические характеристики порового

пространства, увеличиваются дисперсность и микропористость. По этой причине по мере развития глееобразования ухудшаются условия для фильтрации воды и аэрации почвы (Зайдельман, Болатбекова, 1985; Капилевич и др., 1989). Таким образом характер кривой red-ox потенциала лессовидной легкой глины вероятно можно объяснить низкой водопрочность агрегатов этой породы и её постепенной слитизацией.

В засоленном озером карбонатном аллювии в условиях застойно-промывного водного режима с добавлением органического вещества кривая колебаний значений окислительно-восстановительного потенциала претерпевала несколько стадий развития. Резкое и значительное падение ОВП до -600 мВ было отмечено лишь в первые 30 дней опыта. Затем значения ОВП вышли на плато и их абсолютные значения устойчиво удерживались в интервале от 0 до -100 мВ (рис. 5). Такой характер кривой окислительно-восстановительного режима озёрного засоленного суглинка сохранялся на протяжении двух последующих лет эксперимента. На завершающей стадии эксперимента произошло неожиданное существенное увеличение амплитуды колебаний red-ox потенциала между периодами обводнения и аэрации. Значения ОВП в период аэрации доходили до +420 мВ, а в период затопления образца падали до -100 мВ.

Значительный подъем ОВП в период аэрации, проявившийся в засоленном озерном карбонатном аллювии лишь после двух лет инкубации образца, вероятно, можно объяснить следующими причинами. Щелочная реакция среды (8,88) этой породы в исходном состоянии обуславливает пептизацию коллоидов и слитизацию почвенной массы (Горбунов, 1957; Szabolcs, 1989; Панкова и др., 2006). Помимо этого в исходном состоянии озерный засоленный тяжелосуглинистый карбонатный аллювий характеризуется наличием обменного Na^+ в ППК, который приводит к пептизации тонкодисперсной части почв, ухудшает структуру и снижает водопроницаемость (Горбунов, 1957; Ремезов, 1957; Орлов и др., 2005). Таким образом, вследствие неблагоприятных водно-физических свойств,

сброс дренажных вод на 3 – 4-х суточный период не обеспечивает достаточной аэрации образца и существенного подъема ОВП. Следует отметить, что период увеличения амплитуды колебаний red-ox потенциала совпадает с резким падением рН лизиметрических вод в этом варианте (рис. 4). Кроме того, исследования физико-химических свойств твердой фазы засоленного карбонатного тяжелосуглинистого аллювия (представлены ниже) после завершения эксперимента показали, что после трех лет систематической промывки обменный натрий был удален из ППК. Вероятно, эти два фактора могли способствовать коагуляции почвенных коллоидов, увеличению водопроницаемости и улучшению аэрации образца после сброса лизиметрических вод. Для более детального рассмотрения этого вопроса и подтверждения предложенной гипотезы, очевидно, необходима постановка дополнительных исследований по изучению состава и динамики выноса легкорастворимых солей из этой почвообразующей породе.

Окислительно-восстановительный режим контрольных вариантов, инкубируемых в условиях застойно-промывного водного режима без внесения органического вещества, характеризуется аэробными условиями на протяжении всего эксперимента. Каких-либо существенных колебаний ОВП между периодами обводнения и аэрации в этом случае не наблюдалось. В целом на протяжении всего эксперимента значение ОВП в речном легкоглинистом аллювии держалось на уровне порядка 250 – 400 мВ; в лессовидной легкой глине 400 – 600 мВ; в озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии 300 – 400 мВ.

4.1.4 Вынос железа в условиях застойно-промывного водного режима из почвообразующих пород разного генезиса

При оглеении все породы подвергаются обезжелезнению. Однако интенсивность выноса этого элемента тесно связана с генезисом пород и характером водного режима.

Вынос железа лизиметрическими водами из речного пойменного аллювия характеризуется резким максимумом в левой части графика (до 300 мг из кг породы) и быстрым спадом, после чего кривая выноса железа выходит на плато и несущественно меняет свои значения ($\sim 90 \pm 50$ мг/кг) на протяжении длительного периода до завершения наблюдений, т.е. в течение 3-х лет (рис. 6).

Вынос железа из лессовидной глины с лизиметрическими водами в варианте с добавлением 1% раствора сахарозы сопровождался массовыми невысокими пиками от 40 до 140 мг/кг. Основной пик выноса железа обнаружен в средней части кривой. В целом в лессовидной глине общий ход кривой выноса железа характеризуется незначительным подъемом к концу эксперимента. Отличительной особенностью этого эксперимента с лессовидной глиной являлось и то, что в этом случае выход железа наблюдался не только в эксперименте, но и на контроле. Его абсолютные значения составляли от 0 до 40 мг/кг.

Вынос железа из озерного карбонатного аллювия в варианте с внесением 1% раствора сахарозы отличался тем, что этот процесс характеризовался двухвершинной экспериментальной кривой, показывающей 20–100 кратное различие по сравнению с контролем. Такой характер кривых, вероятно, обусловлен тем, что первый подъем концентрации железа был вызван распадом пирита, а второй возник после выноса карбонатов из основной толщи исходного карбонатного озерного аллювия.

Соответственно в период, когда резервы сульфида железа были исчерпаны, но запасы карбонатов еще присутствовали в породе, наблюдается снижение выноса железа с лизиметрическими водами (центральный участок кривой, рис. 6).

Наибольший суммарный вынос железа лизиметрическими водами наблюдается из пойменного аллювия и составляет 10,4 г (6,1 г/кг породы). Вероятно, это обусловлено высоким исходным содержанием оксида железа

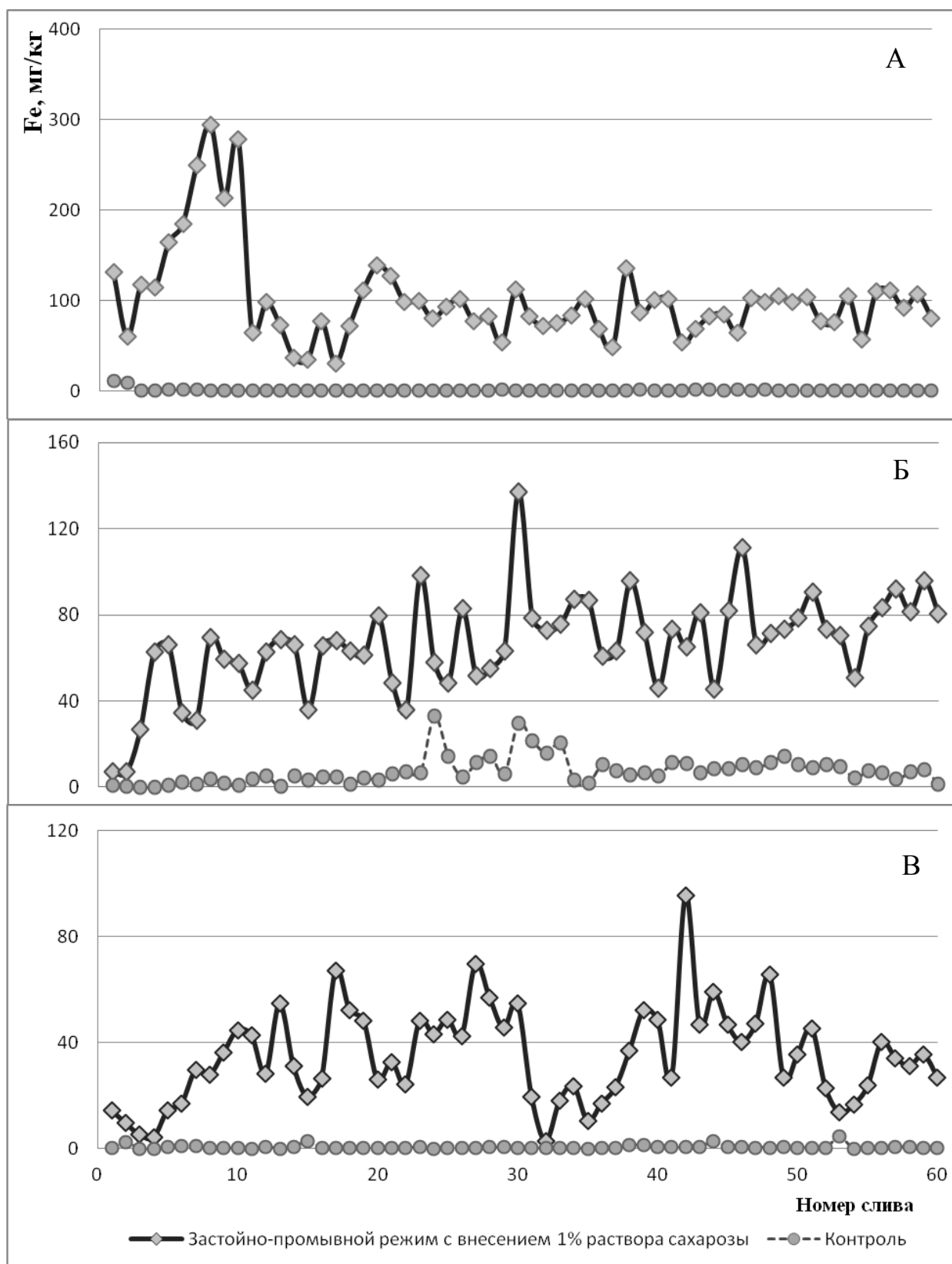


Рис. 6. Динамика выноса Fe лизиметрическими водами из пород разного генезиса в условиях застойно-промывного водного режима в пульсирующих анаэробно-аэробной (опыт) и аэробной (контроль) средах. *А* - речной легкоглинистый аллювий; *Б* - лёссовидная легкая глина; *В* - озерный засоленный тяжелосуглинистый карбонатный аллювий.

(III) в этой породе, которое составляет 11,2% от валового состава (на прокаленную навеску).

Суммарный вынос Fe из лессовидной глины и засоленного озерного карбонатного аллювия составил 3,9 г/кг и 2,1 г/кг соответственно. Валовое содержание Fe_2O_3 в лессовидной глине равно 8,7%, в засоленном озерном аллювии – 5,0% (табл. 2)

Торможение выноса железа из озерного засоленного аллювия объясняется несколькими факторами. Во-первых, высокой концентрацией углекислого кальция в этой породе, нейтрализующего кислотные продукты анаэробной ферментации органического вещества. Во-вторых, развитием здесь процесса сульфатредукции – микробиологического восстановления сульфатов в анаэробной среде с образованием нерастворимых соединений железа. В этом случае сульфид железа выпадает в осадок на месте своего образования. Железо фиксируется в пределах почвенного профиля до тех пор, пока в нём сохраняются анаэробные условия. Содержащие сульфаты восстановительные зоны можно рассматривать в качестве геохимических барьеров для железа и других металлов, образующих слабо растворимые сульфиды (Перельман 1989, Орлов, 2005).

Таблица 2. Суммарный вынос железа лизиметрическими водами.

Порода	Суммарный вынос Fe при развитии глееобразования, г/кг	Суммарный вынос Fe из контроля, г/кг	Валовое содержание Fe в исходной породе, % (на прокаленную навеску)
Пойменный легкоглинистый аллювий	6,1	0,05	11,2
Лессовидная легкая глина	3,9	0,5	8,7
Засоленный озерный тяжелосуглинистый карбонатный аллювий	2,1	0,04	5,0

Тем не менее, вынос железа происходит здесь в результате пульсации водного режима и гидромеханического выноса суспензии, содержащей сульфид железа (II), с периодическим оттоком гравитационной влаги. Также во время смены окислительно-восстановительных условий на аэробные происходит окисление сульфида железа (II) с выделением железного купороса и серной кислоты.

В аэробной среде в условиях застойно-промывного водного режима вынос оксида железа незначителен и составил для речного легкоглинистого аллювия, лессовидной легкой глины и озерного засоленного тяжелосуглинистого карбонатного аллювия соответственно – 0.05, 0.5 и 0.04 г/кг, что в 122, 8 и 52 раза меньше выноса Fe из этих пород, чем в анаэробном варианте опыта (табл. 2).

4.1.5 Вынос алюминия лизиметрическими водами из разных по генезису почвообразующих пород

Алюминий в исследуемых почвообразующих породах на фоне глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима проявляет значительно меньшую миграционную способность по сравнению с железом.

Наибольший вынос алюминия (до 70 мг/кг) наблюдается из речного пойменного аллювия в первые полгода эксперимента (рис. 7). После чего его вынос не превышает 5 мг/кг и увеличивается лишь на завершающей стадии опыта (до 13 мг/кг).

В лессовидной глине и озерном засоленном аллювии пиков выноса алюминия на первых этапах эксперимента не было обнаружено, но здесь также существует тенденция к увеличению выноса алюминия к концу опыта. Значительный вынос алюминия (до 40 мг/кг породы) наблюдается в контрольном варианте лессовидной глине при отсутствии анаэробно-глееобразования. Объяснение появления такого пика выноса алюминия в контрольном варианте требует дополнительных исследований. Результаты

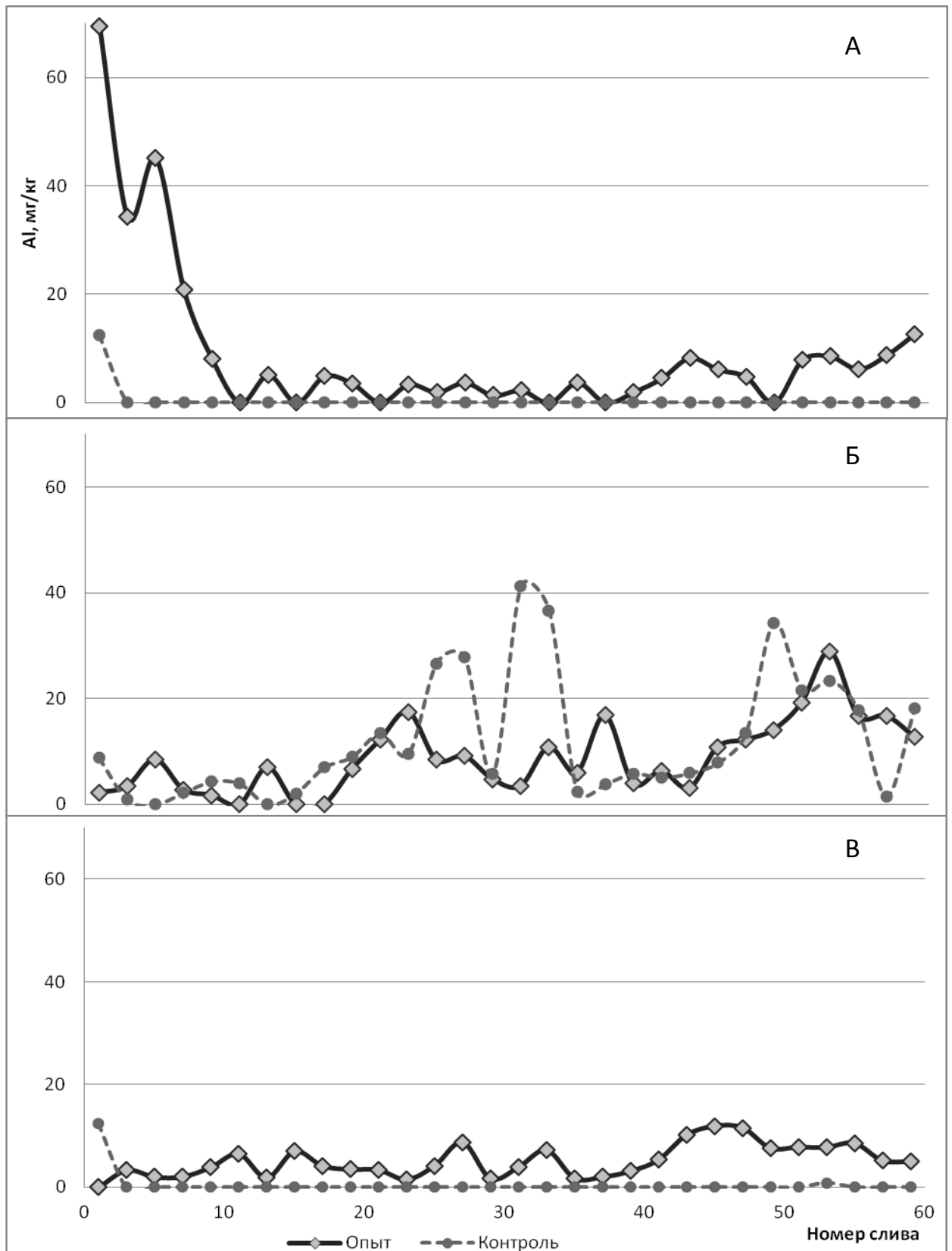


Рис. 7 Динамика выноса Al лизиметрическими водами из пород разного генезиса в условиях застойно-промывного водного режима в пульсирующих анаэробно-аэробной (опыт) и аэробной (контроль) средах. *А* - речной легкоглинистый аллювий; *Б* - лёссовидная легкая глина; *В* - озерный засоленный тяжелосуглинистый карбонатный аллювий.

модельных опытов Матвеевой [1975] показывают, разложения минералов под воздействием воды практически не происходит. Однако стоит отметить, что модельный эксперимент Матвеевой продолжался лишь 100 дней, тем не менее автор установил отчетливую тенденцию увеличения содержания Al_2O_3 в промывных водах со временем. Также следует отметить, что только в контрольном варианте лессовидной легкой глины после периодов аэрации на поверхности образца наблюдались вертикальные трещины. В этом случае набухание образца в фазу обводнения и последующая усадка с образованием латеральных разрывов в период аэрации могли способствовать разрушению компонентов породы. В целом концентрации алюминия в почвенном растворе зависят от кристаллической структуры и химического состава компонентов, образующих твердую фазу почв (Зонн, Травлеев, 1992; Орлов, 2005; Соколова и др., 2005). Поступлению алюминия в раствор способствуют высокая кислотность среды и присутствие органических кислот с высокой комплексообразующей способностью (Кауричев, Ноздрунова, 1963, 1964; Матвеева, 1975; Stumm, 1992). Растворимость минералов падает в ряду: $\text{Al}(\text{OH})_3 > \text{гипс} = \text{боксит} > \text{диаспор}$ (Орлово, 2005). Растворение, в частности, глинистых минералов в большой степени зависит от их термодинамической устойчивости, возрастающей в ряду: триоктаэдрические слюды и хлориты < диоктаэдрические слюды < вермикулиты < смектиты < почвенные хлориты < каолиниты (Jackson, 1968; Гинзбург и др., 1968; Соколова и др., 2005). Таким образом для объяснения различий в ходе кривой выноса алюминия трех исследуемых почвообразующих пород очевидно необходима постановка дополнительных исследований, касающихся, в том числе, изучения их минералогического состава.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть и еще одно существенное обстоятельство, которое заключается в следующем. К моменту завершения эксперимента можно было наблюдать отчетливую тенденцию увеличения содержания алюминия в лизиметрических водах, поступающих из трех исследуемых пород (рис. 7).

4.2 Изменение физико-химических и химических свойств твердой фазы почвообразующих пород

Эти Глееобразование оказывает весьма существенное влияние на физико-химические и химические свойства минеральной массы пород. Интенсивность их трансформации непосредственно зависит от типа водного режима, на фоне которого развиваются анаэробные восстановительные процессы. При этом наиболее глубокие изменения происходят в бескарбонатных отложениях кислых и нейтральных минеральных субстратов. Исследование физико-химических и химических показателей необходимо, поскольку они являются одними из основных характеристик, определяющих уровень плодородия, а также возможность произрастания и нормального развития большинства как естественных, так и сельскохозяйственных фитоценозов.

4.2.1 Изменение кислотно-основных свойств почвообразующих пород

Развитие оглеения в условиях модельного эксперимента привело к существенным изменениям значений актуальной кислотности почвообразующих пород.

В исходной породе речного легкоглинистого аллювия величина актуальной кислотности составляет 7.6 единицы pH. После 3-х лет пребывания в условиях застойно-промывного режима с внесением органического вещества pH_{H_2O} речного аллювия составила 4.6 в верхнем слое 0 – 3 мм; 4.5 в слое 3 – 30 мм и 4.9 в горизонте 30 – 40 мм. В застойном режиме актуальная кислотность составила 6.9, 6.5 и 6.9 по слоям соответственно (табл. 3). Таким образом по сравнению с исходной породой показания pH_{H_2O} образцов речного аллювия снизились в среднем на 2.9 и 0.8 единицы pH под влиянием глееобразования на фоне застойно-промывного и застойного водного режима соответственно. В контроле (вариант без внесения сахарозы, т.е. без оглеения) актуальная кислотность увеличилась

Таблица 3. Влияние глееобразования в условиях застойного и застойно-промывного водных режимов на разных породах на изменение их актуальной и обменной кислотности.

Порода	Тип водного режима	Глубина, мм	рН	
			H ₂ O	KCl
Речной легкоглинистый аллювий	Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 – 3	4.61	3.07
		3 – 30	4.53	3.13
		30 - 40	4.86	3.30
	Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 – 3	6.89	6.11
		3 – 30	6.54	5.58
		30 - 40	6.85	5.73
	Застойно-промывной, контроль	0 – 3	7.09	6.55
		3 – 30	7.34	6.19
		30 - 40	7.20	6.55
	Исходная порода		7.59	6.91
Лессовидная легкая глина	Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 – 3	4.26	3.33
		3 – 30	4.17	3.63
		30 - 40	4.37	3.38
	Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 – 3	6.55	5.45
		3 – 30	6.22	5.05
		30 - 40	6.19	4.66
	Застойно-промывной, контроль	0 – 3	6.21	4.49
		3 – 30	6.27	5.12
		30 - 40	6.61	4.51
	Исходная порода		6.30	4.58
Озерный засоленный тяжелосуглинистый карбонатный аллювий	Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 – 3	4.70	3.46
		3 – 30	6.33	4.61
		30 - 40	8.22	8.35
	Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 – 3	8.48	8.22
		3 – 30	8.78	8.25
		30 - 40	8.92	8.72
	Застойно-промывной, контроль	0 – 3	8.72	8.24
		3 – 30	8.82	7.88
		30 - 40	8.86	8.15
	Исходная порода		8.88	8.21

менее чем на 0.3 единицы рН. В лессовидной глине pH_{H_2O} упал с 6.3 в исходной породе до 4.3, 4.2 и 4.4, т.е. на 2.0, 2.1 и 2.0 единицы рН (по слоям соответственно). В варианте опыта с внесением органического вещества на фоне застойного водного режима и в контроле актуальная кислотность в целом равна исходной породе.

Следует подчеркнуть, что как в лессовидной глине, так и в озерном засоленном аллювии резкое изменение актуальной кислотности имело место только в условиях застойно-промывного водного режима с внесением 1% раствора сахарозы.

В озерном засоленном карбонатном аллювии наиболее существенное подкисление мелкозема было обнаружено в относительно тонком 3мм верхнем слое образца в варианте с внесением органического вещества на фоне застойно-промывного водного режима. Значение актуальной кислотности было равно 4.7 единицам рН. В исходной породе pH_{H_2O} – 8.9, таким образом, различие составляет 4.2 единицы рН. Однако в следующем слое 3 – 30 мм значение pH_{H_2O} – 6.3; различие с породой составило 2.6 единицы рН. В последнем слое значения рН опытного образца оказались равными породе – 8.9. В застойном варианте и в контроле заметные изменения рН по сравнению с исходной породой не установлены.

Направленность процесса трансформации pH_{KCl} аналогична изменению актуальной кислотности твердой фазы почвообразующих пород под влиянием глееобразования и сульфатредукции в условиях застойно-промывного и застойного водного режима (табл. 3).

В варианте с внесением сахарозы на фоне застойно-промывного водного режима разница pH_{KCl} между опытным образцом и исходной породой в слое 3 – 30 мм составила 3.8 единицы рН в речном аллювии, 1.3 в лессовидной глине и 3.6 в озерном засоленном аллювии. Таким образом с учетом тяжелого гранулометрического состава все породы в условиях застойно-промывного водного режима по показателю pH_{KCl} перешли из категории почв не требующих известкования в категорию сильно в нем

нуждающихся по классификации пахотных почв по степени нуждающихся в известковании (рекомендации ВИАУ, 1992 г [Ягодин, 2002]).

Необходимо отметить, что для оптимального развития большинства почвенных микроорганизмов и сельскохозяйственных культур является слабокислая и близкая к нейтральной (рН 6 – 7.5) кислотность (Вильдфлуш и др., 2001; Ягодин и др., 2002). Реакция среды почвообразующих пород под влиянием глееобразования на фоне застойно-промывного водного режима значительно выходит за пределы оптимального интервала для произрастания большинства сельскохозяйственных культур (Авдонин, 1982). Столь значительное увеличение кислотности затрудняет рост корневых систем, подавляет жизнедеятельность полезных микроорганизмов, ухудшает условия питания растений, а также снижает эффективность применения минеральных удобрений (Минеев, 2004). В интервале рН 3 – 6 лучше развиваются плесневые грибы, многие из которых являются паразитами и возбудителями болезней возделываемых культур (Ягодин и др., 2002). При рН среды < 5, наблюдаемой в некарбонатных породах после воздействия на них процесса глееобразования, в почвах и грунтовых водах в заметных количествах могут появляться токсичные соединения алюминия (Зонн, Травлеев, 1992; Sposito, 1996; Соколова и др., 2012).

Глееобразование оказывает заметное влияние на формирование гидролитической кислотности. В условиях моделирования было установлено, что наиболее отчетливо этот процесс происходит на фоне застойно-промывного водного режима с внесением 1% раствора сахарозы в бескарбонатных породах. Наиболее существенные изменения этого параметра по сравнению с исходной породой обнаружены в слое 3 – 30 мм глинистого речного аллювия и лессовидной глины. Величина гидролитической кислотности в пойменном аллювии (3 – 30 мм) составляет 10,05 ммоль (+)/100 г почвы, в то время как в исходной породе 0,68 ммоль (+)/100 г почвы. В слое 30 – 40 мм значение этого параметра значительно ниже и равняется 5,14 ммоль (+)/100 г почвы. В условиях застойного режима

и в контрольном варианте пойменного аллювия выявлено незначительное увеличение гидролитической кислотности приблизительно в 3 и 2 раза соответственно относительно исходной породы (табл. 4).

В лессовидной глине в варианте опыта с внесением сахарозы на фоне застойно-промывного водного режима величина гидролитической кислотности составила 14,50 ммоль (+)/100 г почвы в слое 3 – 30 мм; 10,50 ммоль (+)/100 г; в исходной породе – 3,05 ммоль(+)/100 г. При этом в контрольном варианте и образце, инкубируемом в условиях застойного режима, значения гидролитической кислотности упали на 1 – 1,5 ммоль (+)/100 г почвы, либо остались на уровне исходной породы.

В озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювий увеличение гидролитической кислотности выявлено только в верхнем горизонте 3 – 30 мм в варианте с застойно-промывным режимом с внесением сахарозы. Ее величина составила здесь 2,07 ммоль (+)/100 г почвы; в породе – менее 0,23 ммоль (+)/100 г. В остальных образцах значения гидролитической кислотности сохранились на уровне исходной породы (табл. 4).

Существенное увеличение концентраций подвижных Al^{3+} и H^+ по Соколову обнаружено в бескарбонатных породах в варианте с внесением сахарозы на фоне застойно-промывного водного режима. В озерном карбонатном аллювии заметное повышение концентрации подвижного Al^{3+} было выявлено лишь в тонком слое образца 0 – 3 мм. В условиях застойного режима и в контрольном варианте заметного изменения содержания подвижных Al^{3+} и H^+ по Соколову не обнаружено (табл. 4).

Накопление в почве подвижных форм алюминия негативно сказывается на растительности. По данным Авдониной [1952] отрицательный эффект аккумуляции подвижного алюминия на рост и развитие растений часто превышает негативное воздействие высокой актуальной кислотности. Угнетение клевера, озимых пшеницы и ржи, люцерны и других культур

Таблица 4. Влияние глееобразования в условиях застойного и застойно-промывного водного режима на изменение гидролитической кислотности, подвижных алюминия и водорода почвообразующих пород

Порода	Тип водного режима	Глубина, мм	Гидролити- ческая кислотность	Подвиж- ный Al^{3+} по Соколову	Подвиж- ный H^+ по Соколову
			ммоль (+)/100г почвы		
Речной легкоглинистый аллювий	Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 3	-	7,82	0,18
		3 – 30	10,05	4,08	0,17
		30 – 40	5,14	3,33	0,42
	Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 3	-	0,25	0,01
		3 – 30	2,46	0,05	0,01
		30 – 40	2,02	0,03	0,06
	Застойно-промывной, контроль	0 - 3	-	0,25	0,01
		3 – 30	1,56	0,02	0,03
		30 – 40	1,67	0,01	0,03
	Исходная порода		0,68	0,00	0,08
Лессовидная легкая глина	Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 3	-	4,79	1,46
		3 – 30	14,50	6,00	1,33
		30 – 40	10,50	7,56	2,15
	Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 3	-	0,25	0,02
		3 – 30	1,86	0,05	0,01
		30 – 40	3,40	0,09	0,01
	Застойно-промывной, контроль	0 - 3	-	0,26	0,01
		3 – 30	1,43	0,07	0,01
		30 – 40	1,99	0,07	0,01
	Исходная порода		3,05	0,12	0,01
Озерный засоленный тяжелосуглинист- ый карбонатный аллювий	Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 3	-	1,72	0,03
		3 – 30	2,07	0,24	0,01
		30 – 40	0,30	0,05	0,01
	Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 3	-	0,25	0,01
		3 – 30	<0,23	0,01	0,07
		30 – 40	<0,23	0,01	0,03
	Застойно-промывной, контроль	0 - 3	-	0,01	0,25
		3 – 30	<0,23	0,01	0,07
		30 – 40	<0,23	0,01	0,06
	Исходная порода		<0,23	0,06	0,01

проявляется уже при содержании подвижного алюминия от 2 мг/100 г почвы. Подвижные формы алюминия связывают фосфаты в труднодоступные для растений формы, ухудшая их фосфорное питание и эффективность применения фосфорных удобрений. Также в кислых почвах, содержащих обменный алюминий, значительно уменьшается подвижность молибдена, который переходит в труднорастворимые соединения (Вильдфлуш и др., 2001; Минеев, 2004; Орлов, 2005).

4.2.2 Изменение состава обменных катионов почвообразующих пород

Глееобразование оказывает существенное влияние на состав поглощенных оснований в зависимости от типа водного режима и генезиса почвообразующих пород. В бескарбонатных породах (речном глинистом аллювии и лессовидной глине) максимальный вынос обменных кальция и магния происходит на фоне глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима. Так, в речном глинистом аллювии в исходном состоянии содержание кальция и магния равно соответственно 51.2 и 17.4 ммоль (+)/100 г. После трех лет систематической промывки в условиях застойно-промывного водного режима с добавлением легкоферментируемого органического вещества эти величины в слоях 0 – 3; 3 – 30 и 30 – 40 мм составили соответственно по кальцию 10.6, 16.4, 22.0 ммоль (+)/100 г почвы. По магнию в тех же слоях исследуемого образца – 2.6, 7.6 и 6.4 ммоль (+)/100 г почвы. В варианте застойного водного режима с внесением 1% раствора сахарозы содержание кальция и магния в почве оказались существенно большим и составляло в конце опыта соответственно по кальцию – 44.2, 42.8 и 38.8 ммоль (+)/100 г почвы; по магнию – 12.0, 8.0, 11.8 ммоль (+)/100 г почвы (табл. 5).

В засоленном озерном карбонатном аллювии в варианте с внесением раствора сахарозы на фоне застойно-промывного водного режима существенно снизилось содержание обменного Mg^{2+} . При этом содержание

Таблица 5. Влияние глееобразования в условиях застойного и застойно-промывного водных режимов на поглощенные основания в речном аллювии, лессовидной глине и озерном карбонатном засоленном аллювии.

Порода	Тип водного режима	Глубина, мм	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Степень насыщенности основаниями,%	
			ммоль (+)/100г почвы					
Речной легкоглинистый аллювий	Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 3	10,6	2,6	0,00	-	-	
		3 – 30	16,4	7,6	0,00	0,27	70,71	
		30 – 40	22,0	6,4	0,00	0,25	84,79	
	Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 3	44,4	12,0	0,00	0,17	-	
		3 – 30	42,8	8,8	0,00	0,15	95,46	
		30 – 40	38,8	11,8	0,00	0,15	96,17	
	Застойно-промывной, контроль	0 - 3	48,4	13,2	0,00	0,16	-	
		3 – 30	50,8	10,8	0,00	0,16	97,54	
		30 – 40	51,6	11,2	0,00	0,14	97,42	
	Исходная порода		51,2	17,4	0,00	0,14	98,93	
	Лессовидная легкая глина	Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 3	5,8	4,6	0,00	0,91	-
			3 – 30	5,0	5,0	0,00	0,83	42,73
30 – 40			6,0	4,8	0,00	0,70	52,23	
Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы		0 - 3	21,1	8,0	0,00	0,70	-	
		3 – 30	25,9	8,8	0,00	0,87	95,03	
		30 – 40	22,0	8,0	0,00	0,73	90,04	
Застойно-промывной, контроль		0 - 3	25,8	3,2	0,00	0,92	-	
		3 – 30	23,9	6,0	0,00	0,85	95,55	
		30 – 40	29,9	3,2	0,00	0,81	94,45	
Исходная порода			25,0	9,9	0,00	0,81	92,15	
Озерный засоленный тяжелосуглинист- ый карбонатный аллювий		Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 3	7,0	3,0	0,01	0,38	-
			3 – 30	13,4	2,8	0,1	0,33	88,93
	30 – 40		17,8	2,4	0,00	0,27	98,56	
	Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 3	8,2	14,4	0,61	0,22	-	
		3 – 30	10,0	11,2	0,54	0,22	99,10	
		30 – 40	11,0	11,8	0,48	0,21	99,16	
	Застойно-промывной, контроль	0 - 3	15,6	8,6	0,01	0,25	-	
		3 – 30	15,6	9,0	0,01	0,28	99,20	
		30 – 40	14,0	10,0	0,06	0,23	99,18	
	Исходная порода		8,6	11,8	1,04	0,30	99,09	

обменного Ca^{2+} возросло во всех вариантах опыта с засоленным озерным аллювием по сравнению с исходной породой.

Уменьшение содержания обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} , наблюдаемый в результате развития глееобразования при застойно-промывном водном режиме, неблагоприятно сказывается на агрономических свойствах почв. Их вынос приводит к снижению рН среды, увеличению доли негативных для произрастания растений H^+ и Al^{3+} в ППК, уменьшается емкость поглощения поглощающего комплекса (Минеев, 2004; Орлов, 2005). Кальций и магний являются важными элементами для жизнедеятельности растений, уменьшение содержания в почве доступных форм этих элементов может привести к угнетению определенных физиологических функций растений (Алехина и др., 2005).

В речном легкоглинистом аллювии и лессовидной легкой глине наличие обменного Na^+ в ППК, как в исходной породе, так и в экспериментальных образцах не обнаружено. В озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии содержание поглощенного Na^+ в исходной породе 1,04 ммоль (+)/100 г почвы. После завершения эксперимента значительное содержание Na^+ в ППК было выявлено только в образце, находившемся в условиях застойно водного режима, и составляло здесь 0,48 – 0,61 ммоль (+)/100 г почвы. В образцах, инкубируемых в условиях пульсации водного режима, промываемых, как 1% раствором сахарозы, так и дистиллированной водой, содержание поглощенного Na^+ составляло менее 0,1 ммоль (+)/100 г почвы (табл. 5). Таким образом, длительная промывка засоленного озерного аллювия, как в анаэробных, так и в аэробных условиях привела к удалению поглощено Na^+ из ППК, в значительной степени ухудшающего агрономические свойства почв (Зайдельман, 2003; Орлов, 2005).

Содержание обменного K^+ в исследуемых почвообразующих породах существенно не изменилось во всех вариантах опыта.

В целом степень насыщенности основаниями в основной толще пород, слое 3 – 30 мм, под влиянием глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима снизилась на 28% от исходной породы в речном аллювии, 49% в лессовидной глине и 11% в озерном засоленном аллювии. В нижнем слое 30 – 40 мм уменьшение носило менее резкий характер – 14%, 40% и 0,5% соответственно (табл. 5). В условиях застойного режима в контрольном варианте отклонение степени насыщенности основаниями от уровня всех исходных пород во всех породах составляло от 0 до 3%.

По степени насыщенности основаниями (V) и дополнительно уточняют степень необходимости почв в известковании. По этому показателю в естественном состоянии все исследованные нами породы относились к категории не нуждающихся в известковании ($V > 80\%$). В результате воздействия глееобразования на фоне промывного гидрологического режима речной легкоглинистый аллювий перешел в категорию почв слабой необходимости в известковании (V 71 – 80%); лессовидная глина трансформировалась в категорию сильной потребности ($V < 50\%$); озерный засоленный тяжелосуглинистый карбонатный аллювий сохранил высокий естественный уровень насыщенности основаниями и оказался в категории почв, не нуждающихся в проведении этого мелиоративного мероприятия ($V > 80\%$) (Ягодин, 2002).

4.3 Изменение валового химического состава почвообразующих пород

Исследование валового химического состава почв позволяет определить содержание элементов в их общей молекулярной массе; различия в химическом составе образцов по отдельным горизонтам, а также судить о направленности почвообразовательного процесса и эволюции почв. Наконец, результаты валового анализа широко используют для диагностики и классификации почв. При исследовании воздействия глееобразования на различные породы посредством сравнительно-аналитического метода допускаем, что: 1) исходная порода, используемая для отбора

экспериментальных образцов, достаточно однородна; 2) процесс почвообразования на протяжении всего времени развивался в одном направлении (Роде, 1971).

Исследования элементного состава почвообразующих пород показали его существенную трансформацию под влиянием глееобразования на фоне застойно-промывного водного режима. Наиболее радикальные изменения произошли в некарбонатных незасоленных породах. В нашем случае – в речном легкоглинистом аллювии и лессовидной легкой глине. Под влиянием глееобразования в условиях застойного водного режима изменение элементного состава почвообразующих пород проявляется весьма незначительно или не происходит вообще. При промывке породы дистиллированной водой изменения процентного содержания элементов практически не происходит.

В образце речного легкоглинистого аллювия, находившемся под влиянием глееобразования на фоне застойно-промывного водного режима, валовое содержание оксида железа (III) в конце 3-ого года в слое 0 – 0.3 см составило 6.4%; в слое 0.3 – 3 см – 9.3% и 12.1% в нижнем слое 3 – 4 см. В исходной породе валовое содержание Fe_2O_3 равно 11,2% (рис. 8). Таким образом под влиянием оглеения в условиях застойно-промывного водного режима наблюдается интенсивное обезжелезнение почвообразующей породы. Происходит дифференциация профиля образца по количеству валового железа, с постепенным ослаблением его выноса в нижележащих слоях. Таким образом в этом эксперименте получила подтверждение формула Высоцкого [1905] о том, что глееобразование – это, прежде всего, обезжелезнение минерального субстрата.

Аналогичные изменения обнаружены в валовом содержании марганца. В этом случае также наблюдается уменьшение доли марганца в элементном составе породы и образование вертикального градиента распределения по профилю образца. Содержание MnO в верхнем слое 0 – 0.3 см составило

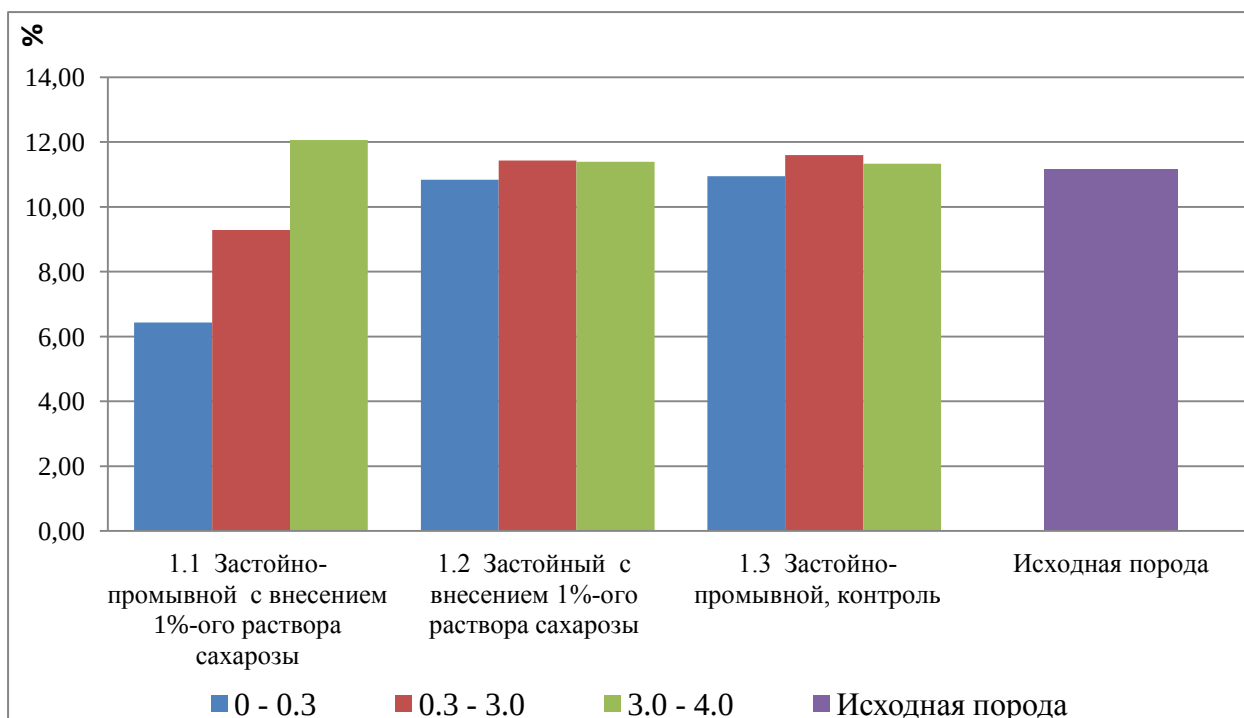


Рис. 8. Валовое содержание железа (Fe₂O₃) в речном легкоглинистом аллювии (% на прокаленную навеску)

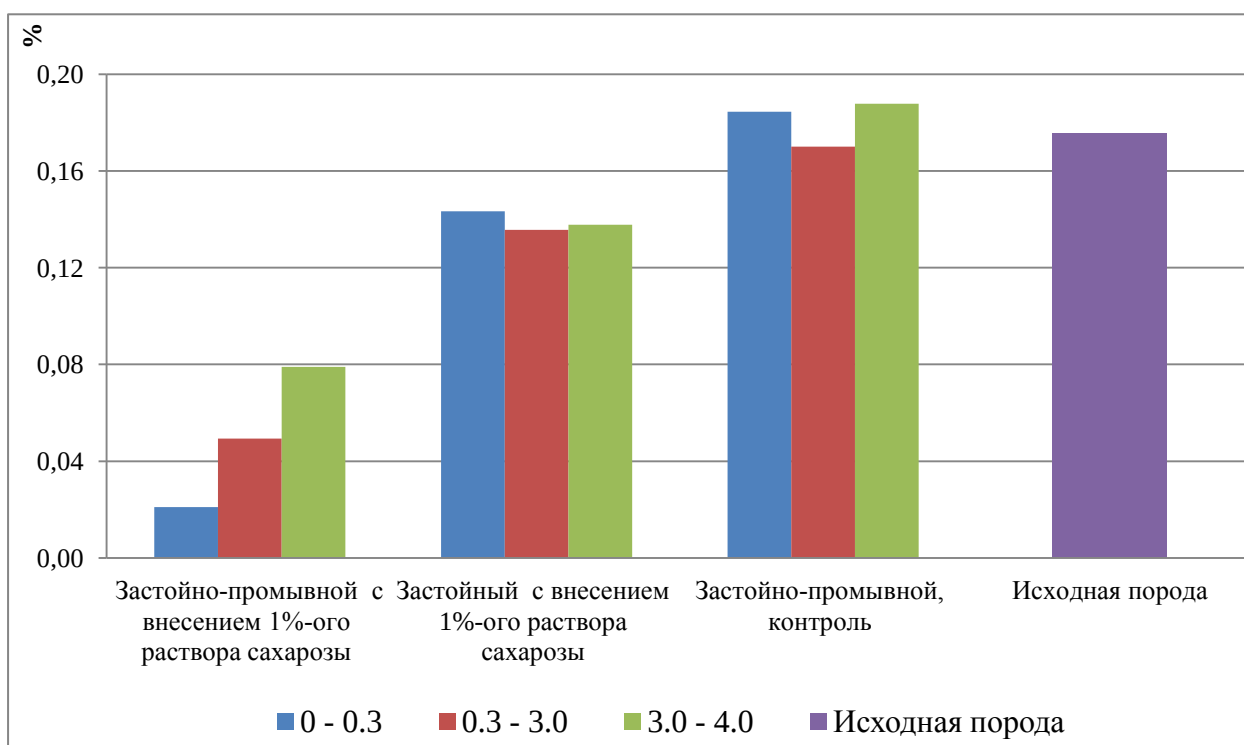


Рис. 9. Валовое содержание марганца (MnO) в речном легкоглинистом аллювии (% на прокаленную навеску).

0.02%; в слое 0.3 – 3 см – 0.05% и 0.08 % в нижнем слое 3 – 4 см, в то время как в исходной породе – 0.18% (рис. 9).

Результаты анализа химического состава показали изменение относительного количества щелочноземельных металлов и серы. Так, валовое содержание кальция составило 1.25%, 1.9%, 1.7% по слоям соответственно, в то время как в исходной породе – 2.55% (рис. 10). Содержание магния по слоям ~ 0.95%, 0.85% и 1.15%; в исходной породе – 1.15%. Доля SO_3 в элементном составе опытного образца составила в среднем 0,20%, в то время как в исходной породе – 0.35% (приложение 1).

Принципиально иная ситуация обнаружена в содержании и распределении кремния в колонке породы. Выявлено накопление кремния относительно исходной почвообразующей породы (рис. 11). Содержание SiO_2 в горизонте 0 – 0.3 см равно 74.1%, в слое 0.3 – 3см – 73.9% и 71.7 в нижнем слое 3 – 4 см; содержание в исходной породе – 70.9%. Таким

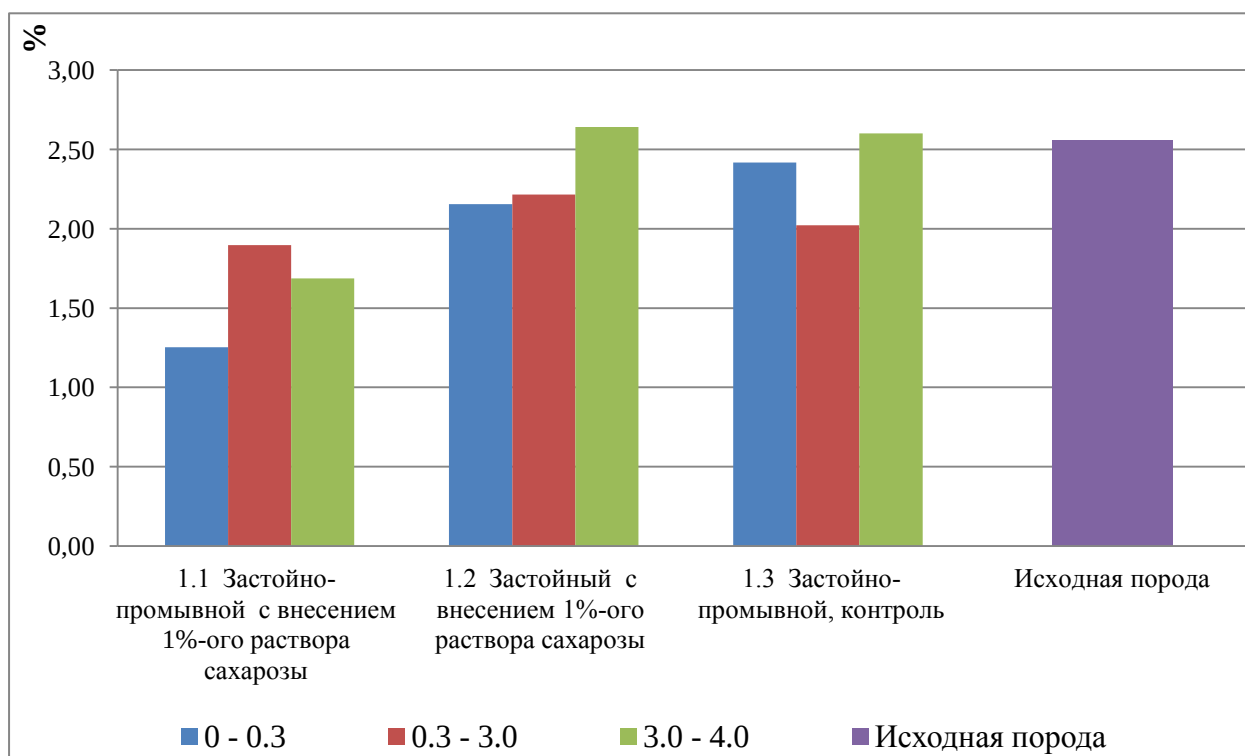


Рис. 10. Валовое содержание кальция (CaO) в речном легкоглинистом аллювии (% на прокаленную навеску).

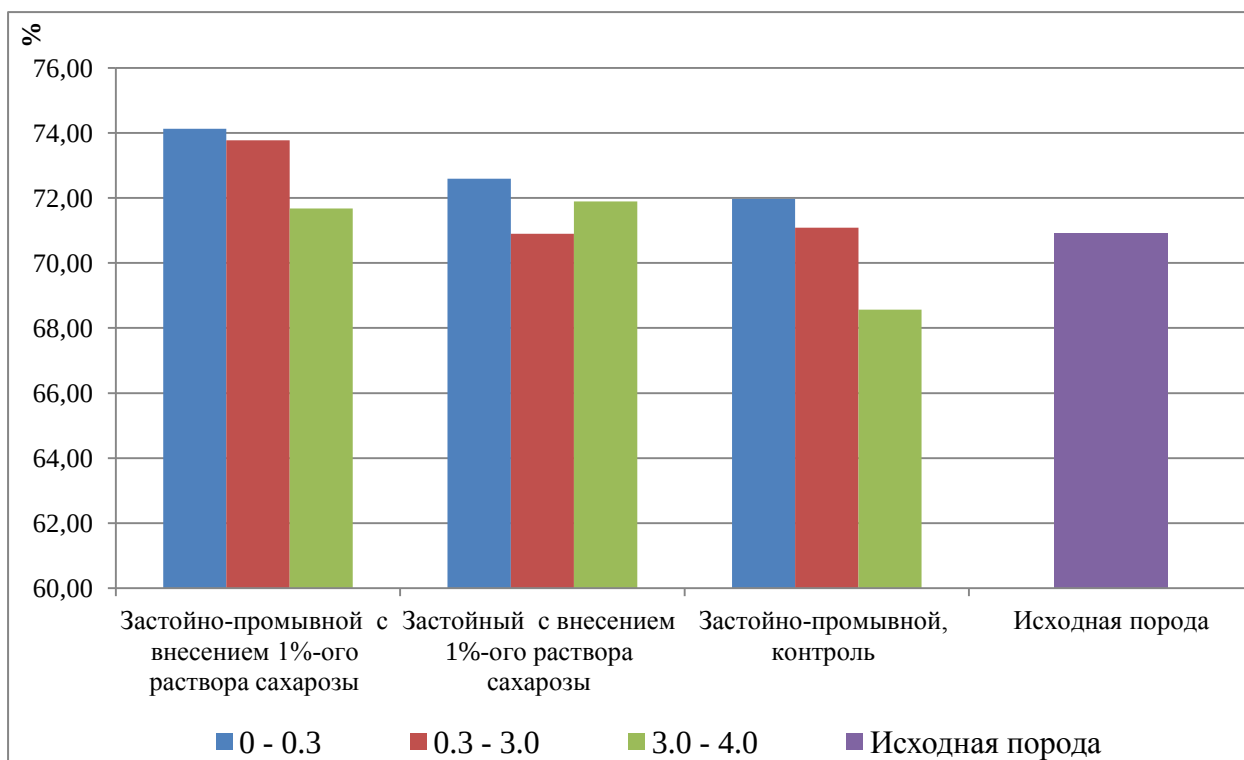


Рис. 11. Валовое содержание кремния (SiO_2) в речном легкоглинистом аллювии (% на прокаленную навеску).

образом распределение кремния в толще образца противоположно распределению железа и марганца, здесь установлено уменьшение доли SiO_2 в валовом составе с глубиной.

Валовое содержание Al_2O_3 и TiO_2 в целом осталось на уровне исходной породы (приложение 1).

В лессовидной глине в результате воздействия глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима выявлены аналогичные с речным аллювием изменения элементного состава пород. Доля SiO_2 в валовом составе увеличилась в среднем на 3.2% (рис. 12).

Содержание Fe_2O_3 в породе составило 6.2%, 7.35%, 9.35% по слоям соответственно (рис. 13); в исходной породе – 8.75%. Здесь также проявилась вертикальная дифференциация по доле Fe_2O_3 в валовом составе породы. Верхние слои образца подверглись обезжелезнению, в то время как в нижнем слое произошло некоторое накопление Fe_2O_3 .

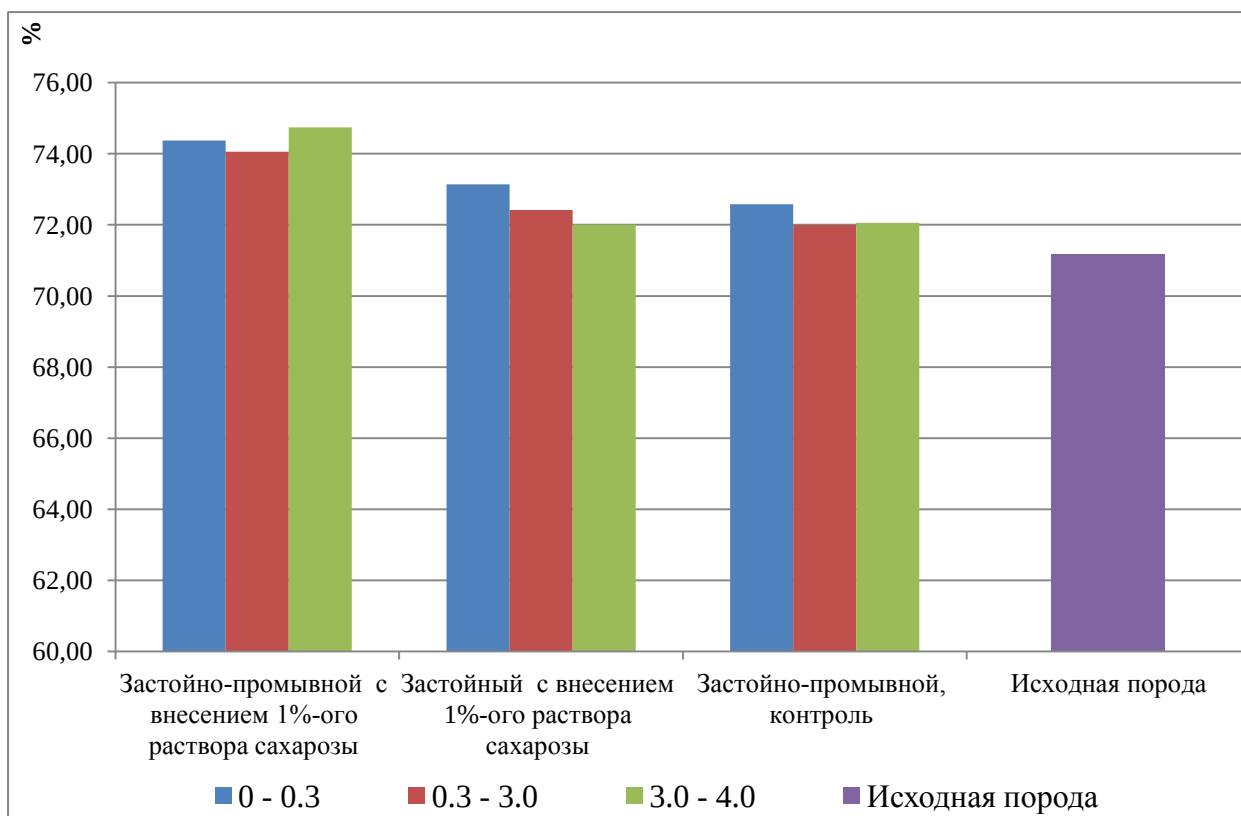


Рис. 12. Валовое содержание кремния (SiO_2) в лессовидной легкой глине (% на прокаленную навеску).

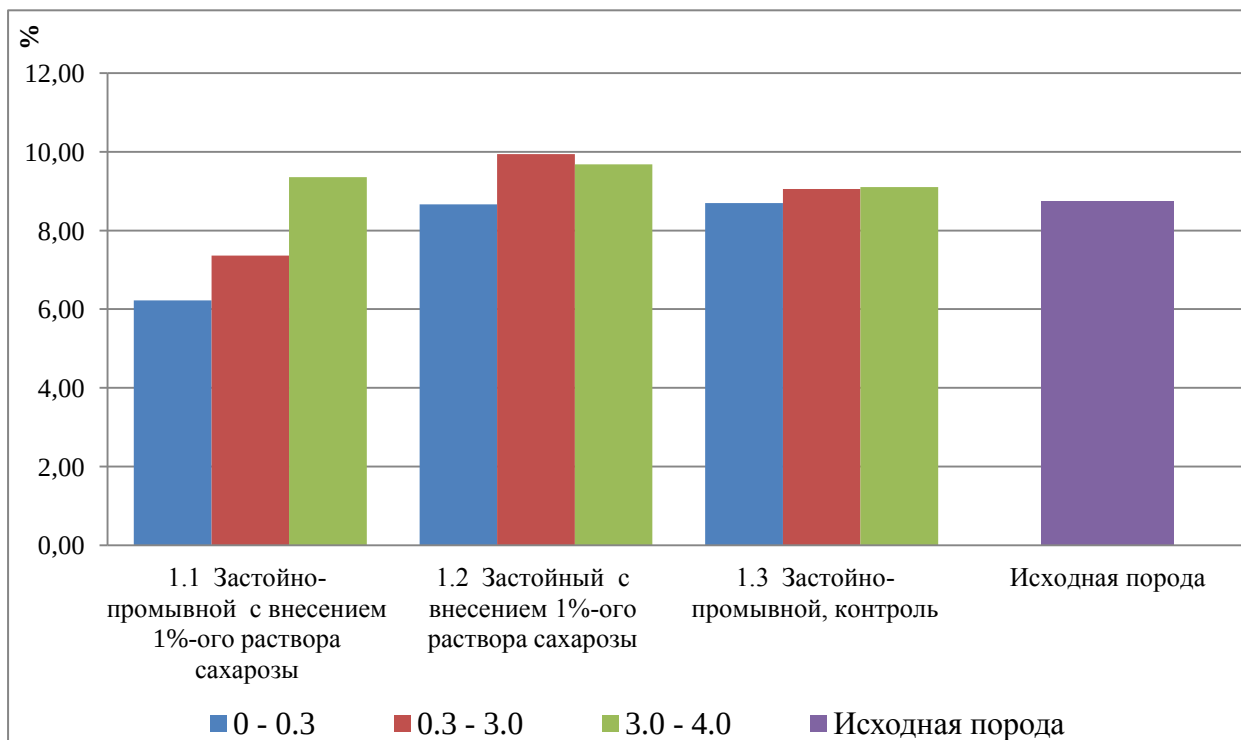


Рис. 13. Валовое содержание железа (Fe_2O_3) в лессовидной легкой глине (% на прокаленную навеску).

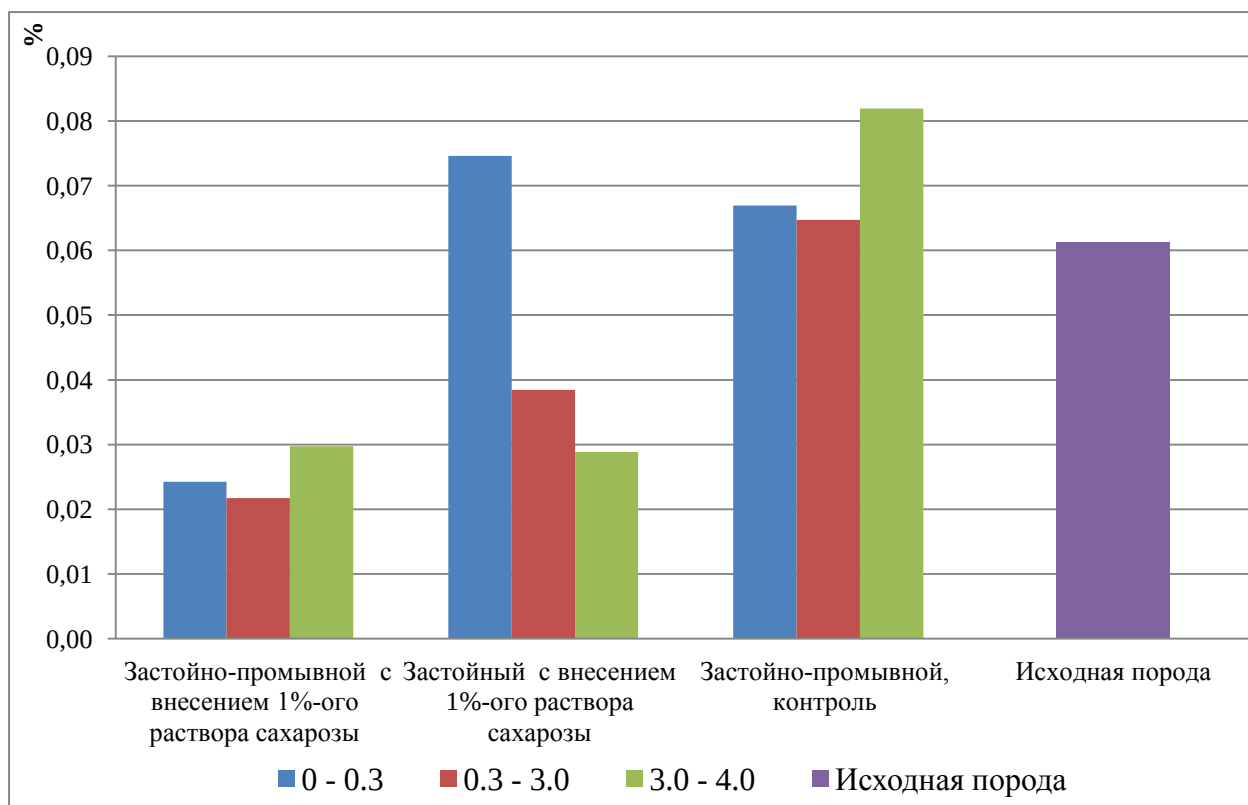


Рис. 14. Валовое содержание марганца (MnO) в лессовидной легкой глине (% на прокаленную навеску).

Содержание MnO в опытном образце составило 0.02%, 0.02%, и 0.03% по слоям соответственно. В исходной породе доля MnO от элементного состава равна 0.06% (рис. 14).

Уменьшение доли CaO и MgO в элементном составе лессовидной глины менее существенно по сравнению с речным аллювием. Содержание CaO в опытном образце ~ 1.5%; в исходной породе – 1.95% (рис. 15). Доля MgO в экспериментальном образце ~ 1.05%; в исходной породе – 1.1%.

Заметно снизилась доля серы в валовом составе породы. В опытном образце содержание SO₃ в среднем равно 0.12%; в исходной породе – 0,20%.

Какого-либо значимого уменьшения доли TiO₂ и Al₂O₃ в валовом составе опытного образца обнаружено не было. Напротив, в слое 3 – 4 см наблюдается заметное увеличение процентного содержания Al₂O₃ относительно исходной породы.

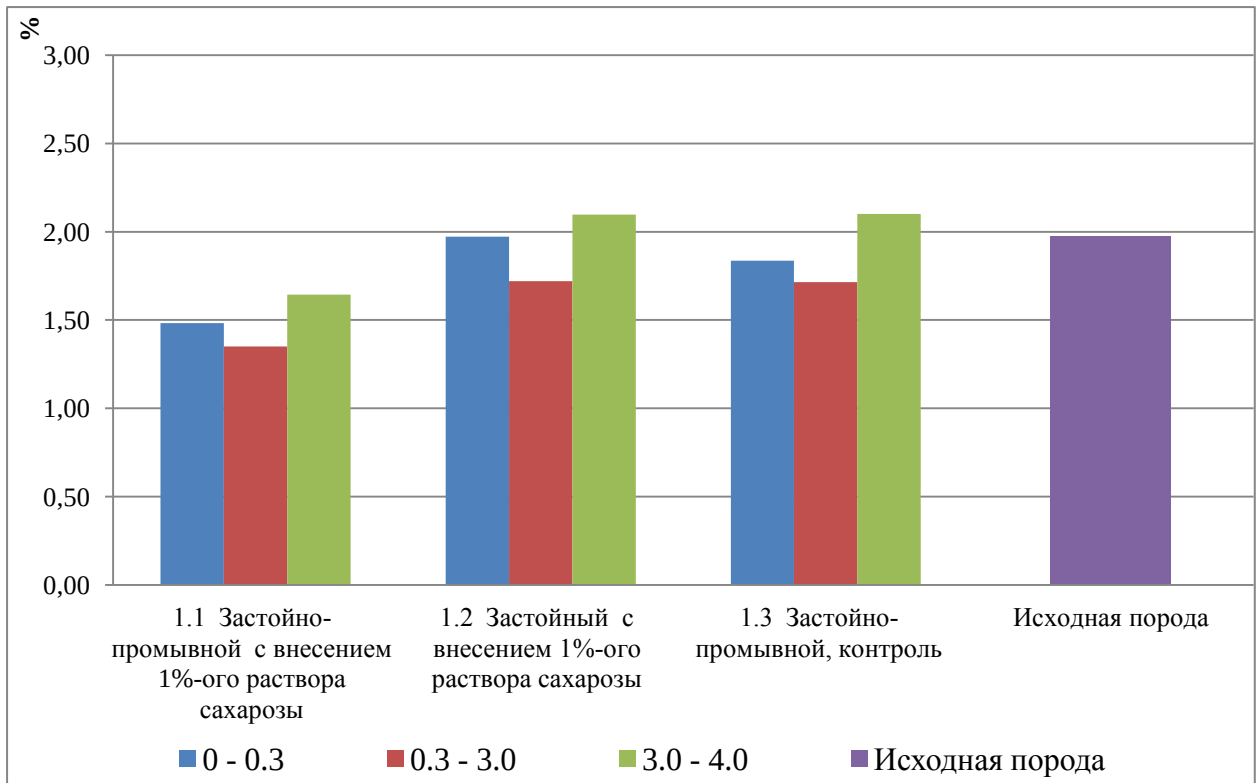


Рис. 15. Валовое содержание кальция (СаО) в лессовидной легкой глине (% на прокаленную навеску).

В озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии наблюдаются менее интенсивные изменения валового состава, чем в бескарбонатных незасоленных породах. Наиболее существенным отличием в трансформации элементного состава по сравнению с бескарбонатными породами является сохранение относительного содержания Fe_2O_3 на исходном уровне. Доля Fe_2O_3 в опытном образце составляет ~ 5,1%; в исходной породе – 5.0% (рис. 16).

Тем не менее, валовое содержание MnO уменьшается аналогично бескарбонатным породам. Доля оксида марганца (II) в опытном образце составляет 0.03%, 0.03% и 0.05% по слоям соответственно; в исходной породе – 0.07% (рис. 17).

Также присутствует некоторое накопление SiO_2 . Его относительное содержание в опытном образце ~ 74.5%; в исходной породе – 72.9% (рис. 18).

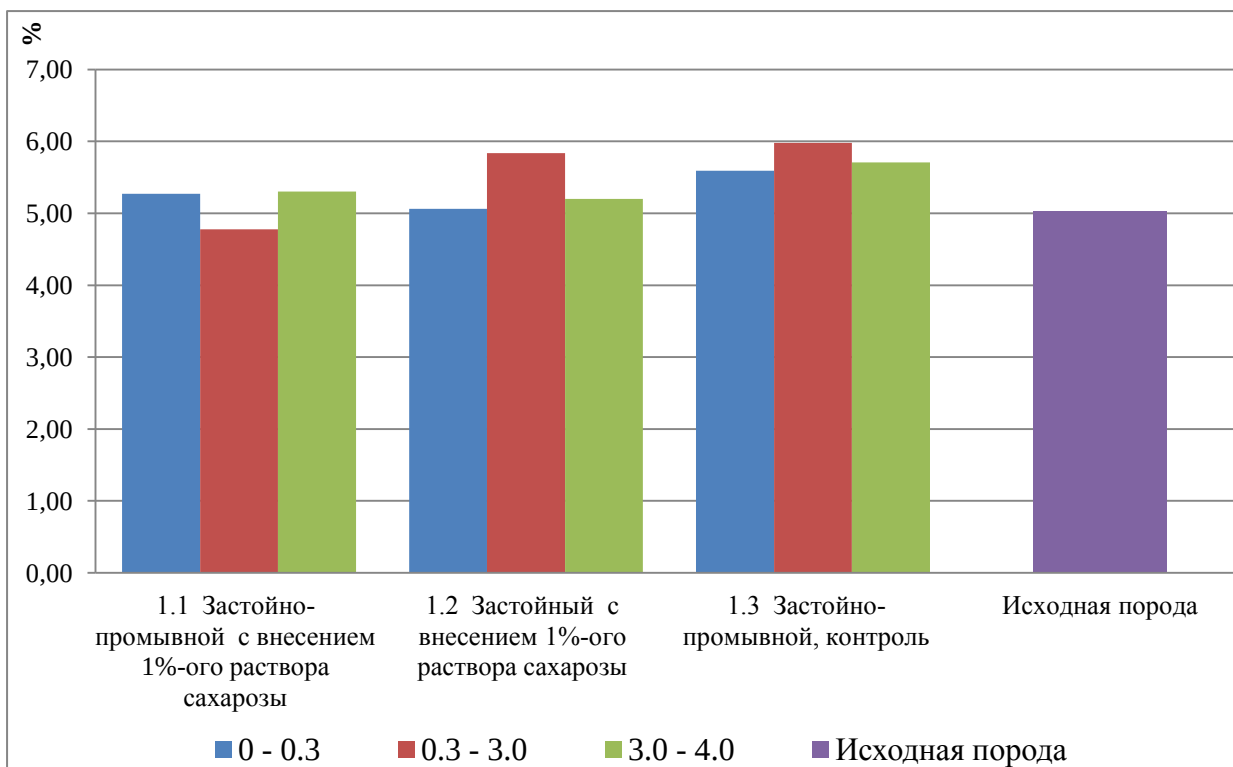


Рис. 16. Валовое содержание железа (Fe_2O_3) в озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии (% на прокаленную навеску).

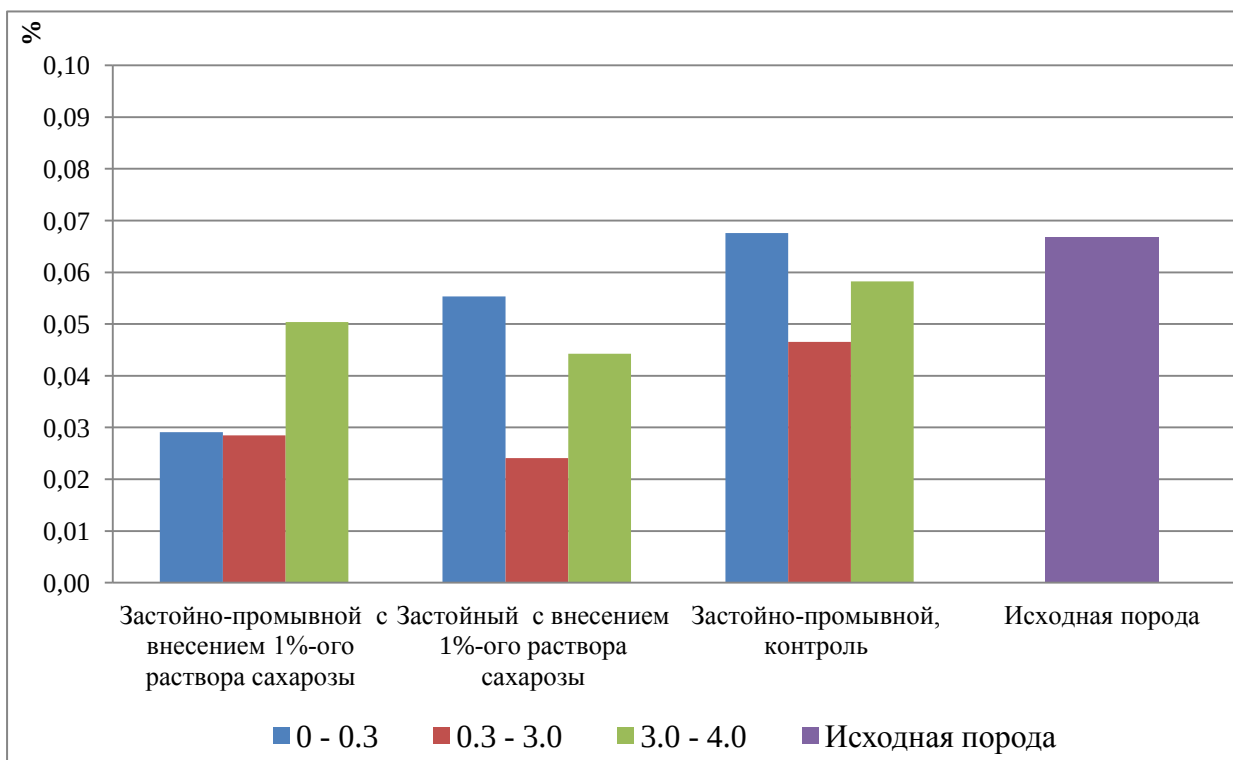


Рис. 17. Валовое содержание марганца (MnO) в озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии (% на прокаленную навеску).

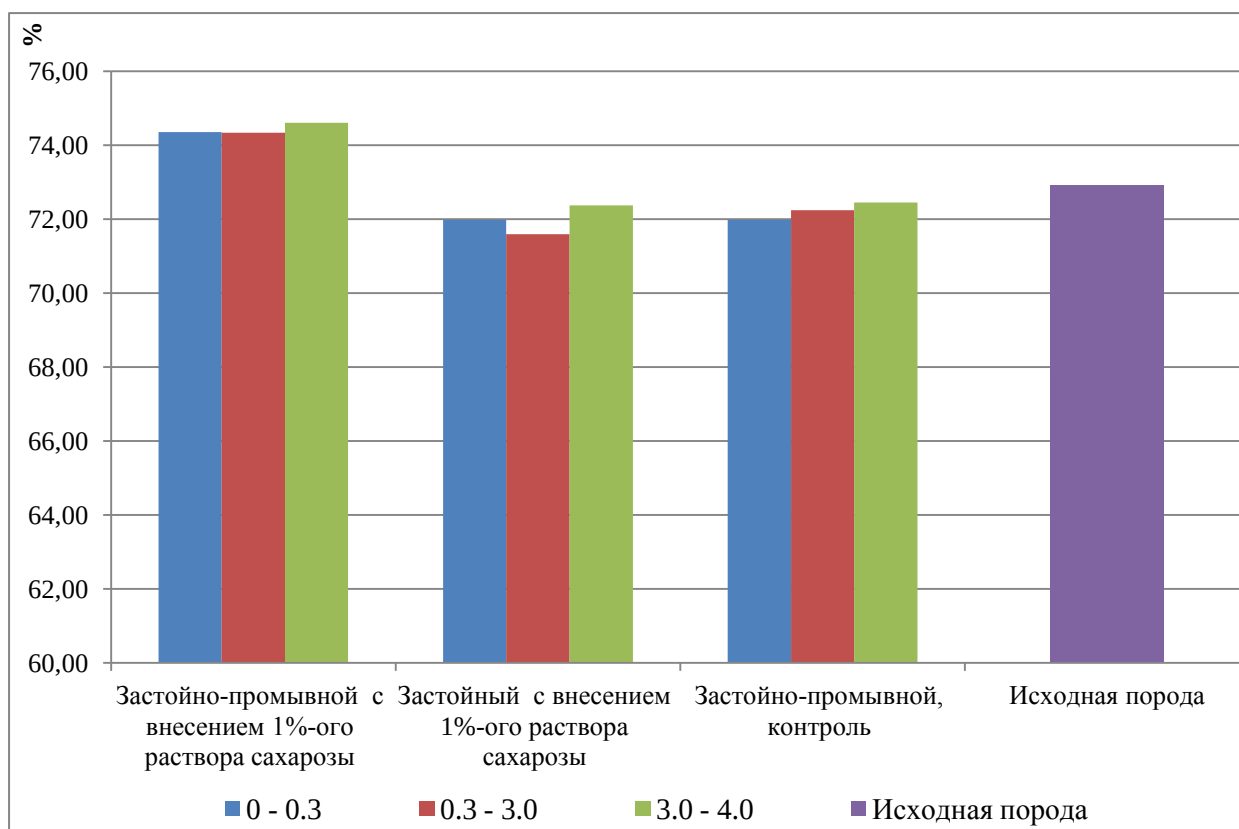


Рис. 18. Валовое содержание кремния (SiO_2) в озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии (% на прокаленную навеску).

В озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии наблюдается значительное уменьшение доли щелочноземельных металлов в элементном составе. Так, процентное содержание CaO в опытном образце составляет соответственно по слоям 1.95%, 2.8% и 4.45%; в исходной породе – 5.2% (рис. 19). Доля MgO в экспериментальном образце породы равна 0.65%, 0.45%, 1.1% по слоям соответственно; в исходной породе – 1.2% (рис. 20). Следует отметить, что здесь наблюдается отчетливая дифференциация профиля по относительному содержанию щелочноземельных металлов. В целом доля CaO и MgO в элементном составе слоя 3 – 4 см близка к исходной породе, в отличие от вышележащих слоев.

Также существенно изменилась доля SO_3 в валовом составе с образованием градиентного распределения по профилю. В опытном образце

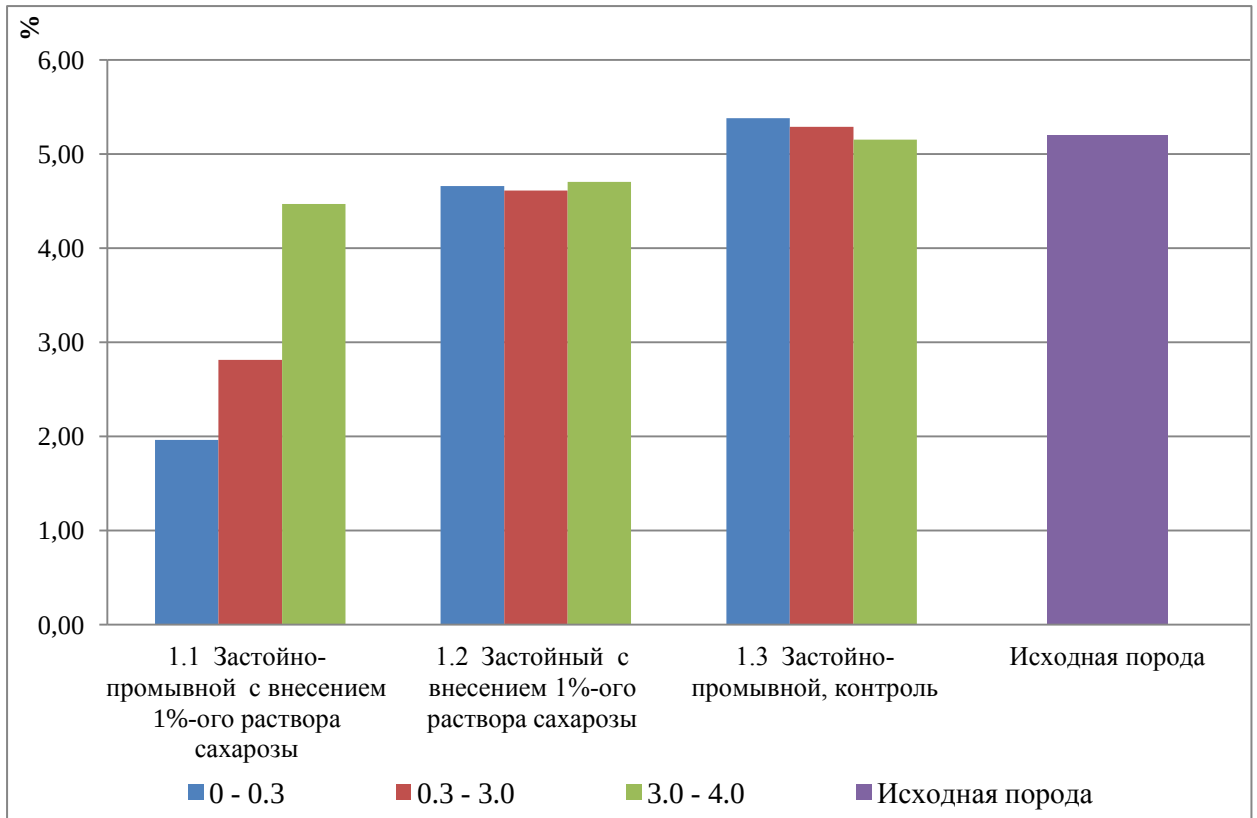


Рис. 19. Валовое содержание кальция (CaO) в озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии (% на прокаленную навеску).

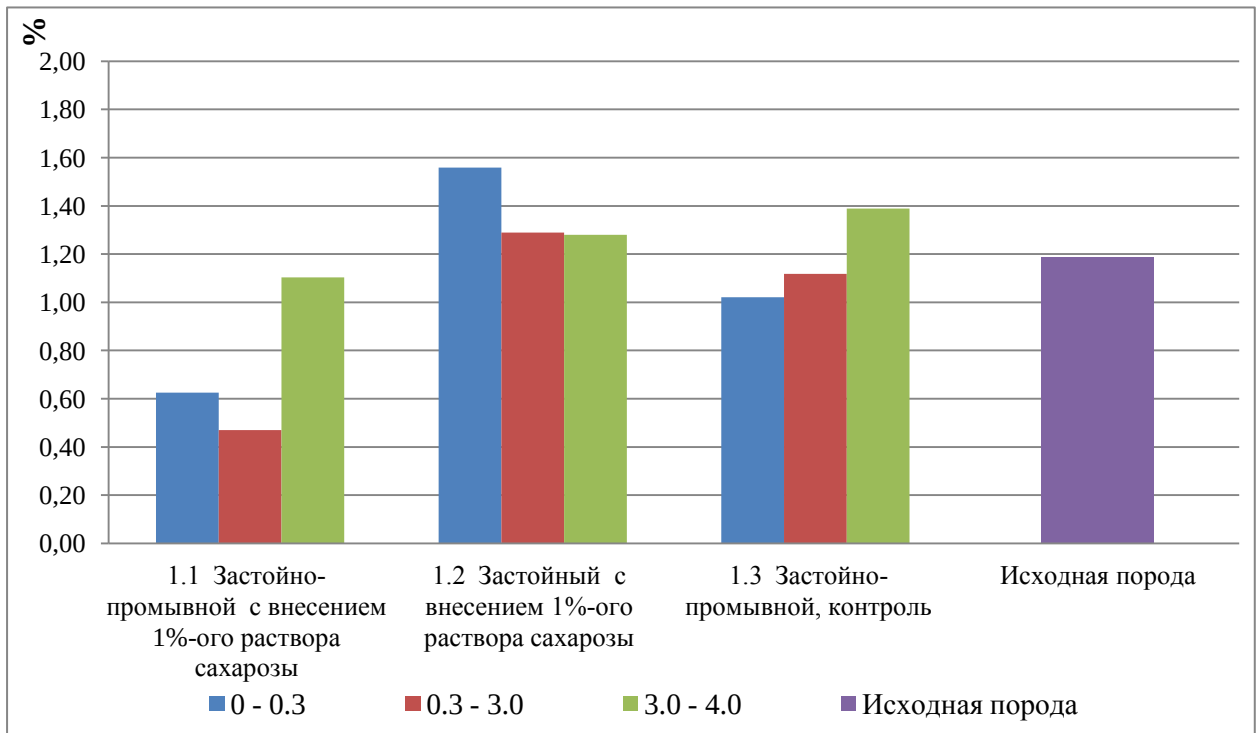


Рис. 20. Валовое содержание магния (MgO) в озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии (% на прокаленную навеску).

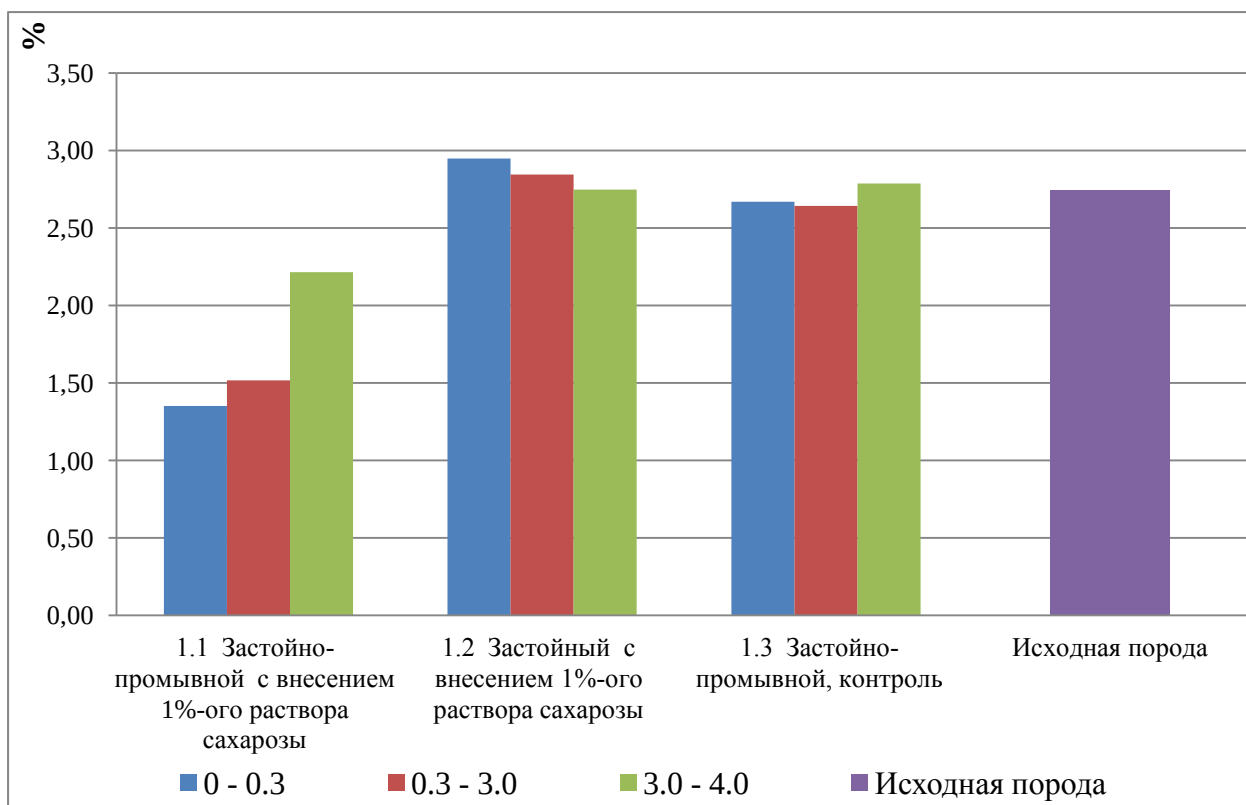


Рис. 21. Валовое содержание серы (SO_3) в озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии (% на прокаленную навеску).

процентное содержание SO_3 составило соответственно по слоям 1.35%, 1.52% и 2.21%; в исходной породе – 2.74% (рис. 21).

В целом относительное содержание Al_2O_3 и TiO_2 после длительного воздействия глееобразования и сульфатредукции на породу существенно не изменилось. Обнаружено лишь некоторое накопление оксида алюминия в тонком верхнем слое образца 0 – 0.3 см (приложение 3).

Необходимо отметить, что под воздействием глееобразования и сульфатредукции на фоне застойного водного режима, а также при промывке образцов дистиллированной водой без добавления органического вещества существенных систематических изменений валового состава относительно исходной породы не обнаружено.

Подводя итог анализу валового состава почвообразующих пород, следует выделить некоторые факты. Во-первых, только глееобразование в условиях застойно-промывного водного режима оказывает существенное

воздействие на элементный состав почвообразующих пород. Во-вторых, интенсивность и характер этого воздействия зависят от генезиса пород. В породах, лишенных карбонатов и сульфатов, происходит значительное уменьшение доли железа и марганца в валовом составе, в меньшей степени – кальция, магния и серы. Установлено относительное накопление кремнезема и четкая элювиально-иллювиальная дифференциация их профиля по содержанию Fe_2O_3 , MnO , CaO , SO_3 .

В озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии изменения валового химического состава пород под влиянием глееобразования и сульфатредукции носят несколько иной характер. Результаты исследований окислительно-восстановительного режима (рис. 5), pH лизиметрических вод (рис. 4) и физико-химических свойств образца (табл. 3, табл. 4, табл. 5) свидетельствуют о развитии здесь элювиальных процессов в анаэробной восстановительной обстановке. В силу этого происходит заметный вынос железа из толщи образца, до 90 мг/кг, установленный нами при исследовании химического состава лизиметрических вод (рис. 6, табл. 2). Несмотря на это существенных изменений содержания Fe_2O_3 в валовом составе породы не выявлено.

Тем не менее аналогично бескарбонатным незасоленным породам здесь имело место некоторое увеличение процентного содержания кремния. Наиболее существенным оказалось изменение доли щелочноземельных металлов. Относительное содержание оксидов кальция, магния, марганца и серы значительно уменьшилось по сравнению с фоновой породой с проявлением элювиально-иллювиальной дифференциации в толще образца. При этом наиболее резко относительно исходной породы изменилось валовое содержание CaO . Необходимо отметить, что содержание того или иного элемента в валовом химическом составе почв – относительный показатель, зависящий от содержания других элементов. Таким образом сохранение Fe_2O_3 в элементном химическом составе опытного образца на уровне исходной породы, несмотря на установленный факт его значительного

выноса с лизиметрическими водами (рис. 6), вероятно, можно объяснить менее интенсивным относительным выносом железа по сравнению с другими элементами в этом случае. Как уже отмечалось, вынос железа из толщи озерного засоленного тяжелосуглинистого карбонатного аллювия тормозится вследствие наличия в этой породе значительных резервов сульфатов и карбонатов, длительное время блокирующих развитие глееобразования.

Таким образом, согласно полученным нами результатам, ввиду торможения выноса Fe_2O_3 в карбонатных засоленных сульфатами почвах для идентификации влияния восстановительных анаэробных элювиальных явлений в процессе почвообразования можно использовать: 1) сравнительный анализ валового содержания CaO , MgO , SO_3 , MnO с фоновой материнской породой; 2) исследование распределения этих элементов по профилю. При этом основное внимание должно уделяться относительному содержанию в элементном составе и распределению по профилю кальция как элементу наиболее чувствительному к развитию элювиальных процессов в анаэробной восстановительной обстановке в карбонатных засоленных субстратах.

ГЛАВА 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный нами эксперимент по моделированию глееобразования осуществлялся на трех разных по генезису тяжелых почвообразующих породах: речном легкоглинистом аллювии, лессовидной легкой глине и озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии. Ранее эти почвообразующие породы не использовались для постановки модельных исследований. В тоже время, процесс глееобразования под воздействием разнообразных факторов ранее изучался в лабораторных условиях целым рядом авторов. Результаты моделирования этого важного почвообразовательного процесса опубликованы в работах Витыня [Wityn, 1934], Касаткина [1947], Блумфилда [Bloomfield, 1950, 1951], Сюты [1962], Кауричева и Ноздруновой [1964], Зайдельмана и Нароковой [1978], Зайдельмана и Санжарова [1982] и других авторов.

Целесообразно сопоставить результаты, полученные в нашем модельном эксперименте, с опубликованными ранее данными других авторов. Наиболее близкими к нашему эксперименту по условиям проведения, продолжительности и набору исследованных характеристик являются работы Сюты [1962], а также Зайдельмана и Нароковой [1968].

Отличие методики моделирования глееобразования Сюты от методики, используемой в нашей работе, заключалось в отсутствии четких периодов обводнения и аэрации образца. Образцы породы находились в условиях постоянного проточного режима, промывную жидкость добавляли по мере ее инфильтрации с единичным 5-месячным перерывом для аэрации в середине эксперимента. Сахарозу вносили не в виде раствора, а помещали на поверхность образца. Таким образом органическое вещество проникало в толщу колонки по мере растворения в дренажных водах. Продолжительность эксперимента Сюты зависела от скорости инфильтрации в различных вариантах опыта, всего было отобрано по 80 проб объемом 250 мл из каждой экспериментальной колонки. Объект исследования – лёсс из горизонта В со следами карбонатов (0,04%)

Методика модельного эксперимента Зайдельмана и Нароковой, взятая за основу для постановки наших лабораторных исследований, практически полностью идентична схеме опыта, представленной в работе. Продолжительность эксперимента составляла 2 года. Объектами исследования являлись лессовидный бескарбонатный суглинок, моренный карбонатный суглинок и флювиогляциальный песок.

Как в работе Сюты, так и в опыте Зайдельмана и Нароковой результаты исследования химического состава лизиметрических показали вынос значительных масс Fe_2O_3 из толщи пород, инкубируемых в условиях застойно-промывного режима с добавлением органического веществ. В эксперименте Зайдельмана и Нароковой максимальный вынос железа в начале эксперимента наблюдался из кислых пород, до 300 мг/кг в лессовидном суглинке и 70 мг/кг во флювиогляциальном песке. В карбонатной морене вследствие постепенного декальцинирования породы пик выноса железа, до 220 мг/кг, был обнаружен ближе к середине эксперимента. В лессовидном суглинке, исследованном Сютой, пик выноса железа, вероятно, ввиду незначительного содержания карбонатов пришелся уже на 7-ую анализируемую порцию фильтрата. Таким образом результаты разных авторов по исследованию химического состава лизиметрических вод демонстрируют интенсивное обезжелезнение почвообразующих пород под влиянием глееобразования на фоне застойно-промывного водного режима, но при этом показывают индивидуальность динамики выноса железа из каждой породы, в зависимости от ее состава и генезиса.

Авторы установили значительное изменение физико-химических свойств почвообразующих пород под влиянием глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима. Наиболее резко эти изменения были выражены в слабощелочных и кислых породах. В результате их инкубации в условиях застойно-промывного водного режима с добавлением сахарозы увеличение актуальной кислотности среды составило 1.3 – 2.3 единицы рН

Таблица 9. Изменение некоторых физико-химических свойств почвообразующих пород под влиянием глееобразования в условия застойно-промывного водного режима (Сюта, 1962; Зайдельман, Нарокова, 1978)

Порода	Режим	рН		Обменные основания, мг-экв/100 г почвы			
		H ₂ O	KCl	Ca	Mg	Al	H
Лессовидный карбонатный суглинок	Проточный	4,60	3,60	7,0	2,8	5,95	0,29
	Контроль	6,90	6,00	13,5	5,5	0,0	0,08
Лессовидный бескарбонатный суглинок	Проточный	4,30	3,60	2,3	3,5	3,47	0,06
	Контроль	5,80	4,45	12,2	4,1	0,08	0,16
Моренный карбонатный суглинок	Проточный	7,20	7,10	10,2	8,1	0,03	0,03
	Контроль	7,90	7,15	22,4	10,2	0,00	0,00
Флювиогляциальный песок	Проточный	4,53	3,90	0,4	0,2	0,97	0,06
	Контроль	5,83	4,45	0,6	0,2	0,36	0,03

по сравнению с контролем; обменная кислотность возросла на 0.55 – 2.4 единицы рН. Актуальная и обменная кислотность опытного образца моренного карбонатного суглинка слабо изменились относительно контроля (табл. 9).

Глееобразование на фоне застойно-промывного водного режима оказало значительное влияние на состав обменных катионов почвообразующих пород (табл. 9). Практически во всех породах существенно снизилось количество обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} (за исключением флювиогляциального песка, где их исходное содержание чрезвычайно низкое) и увеличилось содержание обменных Al^{3+} и H^{+} (помимо моренного карбонатного суглинка). Таким образом результаты наших исследований совпадают с обнаруженной ранее в модельных экспериментах тенденцией образования кислых обедненных обменными основаниями субстратов под влиянием глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима.

Исследования валового химического состава почвообразующих пород, проведенные Зайдельманом и Нароковой, показали его существенную трансформацию в результате воздействия глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима. Авторами установлено активное элювиирование большинства элементов из толщи опытных образцов с относительной аккумуляцией SiO_2 (1 – 2%). На фоне увеличения процентного содержания SiO_2 в элементном составе пород значительно снизилось относительное количество Fe_2O_3 , MnO , CaO , MgO , SO_3 , TiO_2 и Al_2O_3 . Следует особо подчеркнуть, что при промывке лессовидного суглинка со следами карбонатов раствором 0,02 н. соляной кислоты Сюта не обнаружил выноса Fe_2O_3 , а вынос CaO и MgO был гораздо менее активным по сравнению с вариантом с добавлением органического вещества.

Таким образом как в работах Сюты [1962], Зайдельмана и Нароковой [1978], так и в наших исследованиях установлена кардинальная трансформация почвообразующих пород под воздействием глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима. В результате развития этого почвообразовательного процесса образуются кислые, обедненные обменным кальцием и магнием субстраты с пониженным содержанием железа и других элементов в валовом химическом составе на фоне относительной аккумуляции кремнезема, сопоставимые по своим свойствам с кислыми элювиальными горизонтами подзолистых почв.

Результаты наших модельных исследований, а также предшествующих работ различных авторов согласуются с открытой Зайдельманом [1997] закономерностью формирования светлых кислых элювиальных горизонтов в профиле почв. Зайдельман экспериментально установил, что на выщелоченных и кислых породах глееобразование в условиях застойно-промывного водного режима и аккумуляции подвижных агрессивных органических соединений происходит несбалансированный вынос металлов и мелких фракций мелкозема.

ВЫВОДЫ

1. В условиях модельного эксперимента отчетливые морфохроматические признаки оглеения и сульфатредукции проявляются уже через 4 – 6 недель после первого обводнения пород с внесением 1% раствора сахарозы, как в условиях застойно-промывного, так и застойного водных режимов. Через 4 – 6 месяцев эти признаки (голубовато-сизая окраска при оглеении и черная или темно-серая при сульфатредукции) проявляются во всей исследуемой толще почвообразующей породы. Таким образом, развитие глееобразования и сульфатредукции на исследуемых породах можно качественно обнаружить по изменению их морфологии после непродолжительного развития этих процессов в толще породы.

2. Окислительно-восстановительный режим трех исследованных почвообразующих пород (речного легкоглинистого аллювия, лёссовидной легкой глины и озерного засоленного тяжелосуглинистого карбонатного аллювия) характеризуется четко выраженным индивидуальным рисунком на протяжении всего эксперимента.

3. В бескарбонатных породах (речном глинистом аллювии и лёссовидной глине) глееобразование в условиях застойно-промывного режима при наличии способного к ферментации органического вещества сопровождается прогрессирующим подкислением лизиметрических вод (до 3-4 единиц рН по сравнению с контролем и 1,2-1,8 единиц рН по сравнению с начальными значениями этого параметра в условиях эксперимента).

В условиях сульфатредукции на фоне застойно-промывного водного режима изменения рН лизиметрических вод карбонатной породы носят трехэтапный характер. На первом этапе в результате окисления сульфида железа и образования серной кислоты происходит подкисление лизиметрических вод. После завершения этого этапа и прекращения поступления серной кислоты наблюдается подъем значений рН до значений в контроле. Это изменение обусловлено значительными естественными

резервами карбоната кальция в озерном карбонатном засоленном аллювии. После выноса основной массы карбонатов из толщи породы происходит резкое увеличение кислотности до значений pH, свойственных бескарбонатным породам в условиях опыта.

4. Вынос железа из почвообразующих пород зависит от исходного содержания Fe_2O_3 в валовом составе. При более высоком валовом содержании Fe_2O_3 в исходной породе, наблюдается более интенсивный вынос железа с лизиметрическими водами. Торможение выноса Fe_2O_3 из озерного засоленного тяжелосуглинистого карбонатного аллювия, вероятно, объясняется двумя факторами. Во-первых, значительными резервами карбонатов кальция и магния в этой породе и, как следствие, частичной нейтрализацией агрессивных продуктов ферментации органического вещества в анаэробных условиях. Во-вторых, развитием здесь в период обводнения процесса сульфатредукции, вследствие сульфатного засоления пород, в результате чего железо связывается в слаборастворимые сульфиды и фиксируется *in situ*.

5. В условиях интенсивного оглеения лизиметрические воды, проходя через толщу всех исследуемых в работе пород (речного легкоглинистого аллювия, лессовидной легкой глины, озерного засоленного тяжелосуглинистого карбонатного аллювия), интенсивно обогащаются двухвалентным железом в концентрациях опасных для работы любого вида трубчатого дренажа.

6. В условиях застойно-промывного водного режима с внесением 1% раствора сахарозы установлен вынос алюминия из всех почвообразующих пород. При этом существует тенденция (не учитывая пик выноса Al в начале эксперимента из пойменного аллювия) увеличения его содержания в растворе к концу эксперимента.

7. Глееобразование в условиях застойно-промывного водного режима вызывает кардинальное изменение кислотно-основных и состава обменных катионов бескарбонатных почвообразующих пород. Происходит

резкое увеличение актуальной и обменной кислотности, снижение степени насыщенности основаниями, значительное повышение подвижного Al^{3+} и H^+ , гидролитической кислотности. В озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии эти изменения выражены в гораздо меньшей степени (в основном в поверхностном слое образца) или не проявляются вообще.

8. Глееобразование в условиях застойного режима вызывает незначительные изменения исходных химических и физико-химических свойств почвообразующих пород.

9. Глееобразование в условиях застойно-промывного водного режима вызывает существенную трансформацию валового химического состава почвообразующих пород. Во всех породах установлена заметная относительная аккумуляция SiO_2 в элементном составе на фоне уменьшения процентного содержания MnO , SO_3 , CaO и MgO . В незасоленных бескарбонатных породах установлено резкое снижение количества Fe_2O_3 в валовом составе. В озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии относительное содержание Fe_2O_3 в валовом составе в целом осталось на уровне исходной породы, вероятно, в результате торможения его выноса запасами карбонатов и сульфатов. Существенных систематических изменений валового содержания TiO_2 и Al_2O_3 в породах обнаружено не было.

10. В незасоленных бескарбонатных породах установлена выраженная элювиально-иллювиальная дифференциация толщи образцов по содержанию SiO_2 , Fe_2O_3 и MnO . При этом в озерном засоленном тяжелосуглинистом карбонатном аллювии элювиально-иллювиальное распределение обнаружено для SiO_2 , CaO , MgO , SO_3 и MnO

11. В результате развития глееобразования на кислых и нейтральных породах в условиях застойно-промывного режима образуются кислые, обедненные обменными основаниями субстраты с пониженным содержанием железа, марганца, кальция и других элементов на фоне относительной аккумуляции кремнезема в валовом химическом составе аналогичные по своим показателям кислым элювиальными горизонтами подзолистых почв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин Н. С. Вопросы земледелия на кислых почвах. М.: Сельхозгиз, 1957. 288 с.
2. Алехина Н. Д., Балнокин Ю. В., Гавриленко В. Ф., Жигалова Т. В., Мейчик Н. Р., Носов А. М., Полесская О. Г., Харитонашвили Е. В., Чуб В. В. Физиология растений. М.: Академия, 2005. 640 с.
3. Антипов-Каратаев И. Н. Вопросы происхождения и географического распространения солонцов СССР // Мелиорация солонцов СССР. М.: АН СССР, 1953. С. 11-265.
4. Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во МГУ, 1970. 487 с.
5. Аристовская Т. В. Микробиология процессов почвообразования. Л.: Наука, 1980. 187 с.
6. Аристовская Т. В., Дараган А. Ю., Зыкина Л. В., Кутузова Р. С. Микробиологические факторы миграции некоторых минеральных элементов в почвах // Почвоведение. 1969. № 9. С. 95-104.
7. Бахманиар М. А. Изменение свойств почв при различных сроках возделывания рисовой культуры // Почвоведение. 2008. № 1. С. 95-101.
8. Бондарев А. Г. Проблема уплотнения почв сельскохозяйственной техникой и пути ее решения // Почвоведение. 1990. № 5. С. 31-37.
9. Бондарев А. Г., Кузнецов И. В., Сапожников П. М. Переуплотнение почв сельскохозяйственной техникой, прогноз явления и процессы разуплотнения // Почвоведение. 1994. № 4. С. 58-64.
10. Веригина К. В. К характеристике процессов оглеения почв // Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева. Т. IX. 1953. С. 198-252.
11. Вильдфлуш И. Р., Кукреш С. П., Ионас В. А., Камасин С. М., Каликинский А. А., Богдевич И. М., Лапа В. В. Агрохимия. Мн.: Урадждай, 2001. 488 с.

12. Воробьева Л. А. Химический анализ почв. М.: Изд-во МГУ, 1998. 272 с.
13. Воробьева Л. А. Теория и практика химического анализа почв. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
14. Высоцкий Г. Н. Глей // Почвоведение. 1905. № 4. С. 291-327.
15. Гинзбург И. И., Беляцкий В. В., Матвеева Л. А., Нужденковская Т. С. Разложение минералов органическими кислотами // Сб. науч. тр. «Экспериментальное исследование по разложению минералов органическими кислотами». М.: Наука, 1968. С. 18-65.
16. Глазовская М. А., Добровольская Н. Г. Геохимические функции микроорганизмов. М.: Изд-во МГУ, 1984. 152 с.
17. Горбунов Н. И. Почвенные коллоиды. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 147 с.
18. Гречин И. П. Влияние аэробных и анаэробных условий на изменение свойств дерново-подзолистой почвы (по данным натурных исследований) // Изв. ТСХА. 1961. № 6. С. 23-30.
19. Дараган А. Ю. О микробиологии глеевого процесса // Почвоведение. 1967. № 2. С. 90-98.
20. Докучаев В. В. Способы образования речных долин европейской России // В. В. Докучаев Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 7-248.
21. Завалишин А. А. Несколько наблюдений к познанию почв с близким глеевым горизонтом // Сб. Памяти акад. К. А. Глинки. М.: Изд-во АН СССР, 1928. С. 45-82.
22. Зайдельман Ф. Р. Подзоло- и глееобразование. М.: Наука, 1974. 204 с.
23. Зайдельман Ф. Р. Глееобразование и его роль в почвообразовании гумидных ландшафтов. – Итоги и перспективы исследований (к 80-летию статьи Г. Н. Высоцкого «Глей») // Вестн. МГУ. сер. 17, почвоведение. 1985. № 4. С. 7-15.

24. Зайдельман Ф. Р. Естественное и антропогенное переувлажнение почв. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 288 с.
25. Зайдельман Ф. Р. Опасность деградации черноземов при орошении неминерализованными водами // Сб. науч. тр. «Проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и почвоведения». М.: ВНИИГИМ, 1996. С. 31-42.
26. Зайдельман Ф. Р. «Закономерность формирования светлых кислых элювиальных горизонтов в профиле почв». Диплом № 37 // Научные открытия (краткие описания за 1995-1996 гг.). Приоритет от 28 июля 1974 г. М.: Изд-во РАЕН и ААНО, 1997. С. 14.
27. Зайдельман Ф. Р. О роли глееобразования в формировании светлых кислых элювиальных горизонтов // Почвоведение. 1997. № 11. С. 1396-1407.
28. Зайдельман Ф. Р. Процесс глееобразования и его роль в формировании почв. М.: Изд-во МГУ, 1998. 316 с.
29. Зайдельман Ф. Р. Мелиорация почв. М.: Изд-во МГУ, 2003. 448 с.
30. Зайдельман Ф. Р. Генезис и проблемы классификации почв со светлыми кислыми элювиальными горизонтами // Почвоведение. 2004. № 2. С. 233-242.
31. Зайдельман Ф. Р. Генетические особенности и морфология черноземовидных подзолистых оглеенных почв северной лесостепи // Вест. МГУ. Серия 17, почвоведение. 2005. № 2. С. 3-7.
32. Зайдельман Ф. Р. Генезис и экологические основы мелиорации почв и ландшафтов. М.: Изд-во КДУ, 2009. 720 с.
33. Зайдельман Ф. Р. Теория образования светлых кислых элювиальных горизонтов почв и ее прикладные аспекты. М.: КРАСНАД, 2010. 248 с.
34. Зайдельман Ф. Р., Болатбекова К. С. Изменение химических и физических свойств глинистых почвообразующих пород Нечерноземной зоны под влиянием глееобразования // Почвоведение. 1985. № 12. С. 24-34.

35. Зайдельман Ф. Р., Бусыгина Е. А., Нарокова Р. П., Штина Е. А. Особенности почвенной биоты при глееобразовании в модельных условиях // Почвоведение. 1979. № 9. С. 123-126.
36. Зайдельман Ф. Р., Давыдова И. Ю. Причины ухудшения химических и физических свойств черноземов при орошении неминерализованными водами // Почвоведение. 1989. № 11. С. 101-108.
37. Зайдельман Ф. Р., Нарокова Р. П. Глееобразование при застойном и промывном режимах в условиях лабораторного моделирования // Почвоведение. 1978. № 3. С. 37-45.
38. Зайдельман Ф. Р., Никифорова А. С. Генезис и диагностическое значение новообразований почв лесной и лесостепной зон. М.: Изд-во МГУ, 2001. 216 с.
39. Зайдельман Ф. Р., Никифорова А. С., Сафронов С. Б., Степанцова Л. В. Переувлажнение черноземовидных почв западин севера Тамбовской низменности // Научн. тр. «Деградация богарных и орошаемых черноземов под влиянием переувлажнения и их мелиорация». М.: АПР, 2012. С. 196-209.
40. Зайдельман Ф. Р., Никифорова А. С., Степанцова Л. В., Красин В. Н., Красина Т. В. Водный режим и продуктивность переувлажненных черноземовидных почв севера Тамбовской низменности // Научн. тр. «Деградация богарных и орошаемых черноземов под влиянием переувлажнения и их мелиорация». М.: АПР, 2012. С. 196-209.
41. Зайдельман Ф. Р., Санжаров А. И. Моделирование процесса глееобразования на ленточной глине // Вестник МГУ, сер. 17, почвоведение. 1982. № 2. С. 56-60.
42. Зайдельман Ф. Р., Тюльпанов В. И., Ангелов Е. Н. Деградационные изменения богарных черноземов лесостепной и степной зон европейской России в результате переувлажнения и мелиоративные мероприятия по восстановлению их плодородия // Научн. тр.

- «Деградация богарных и орошаемых черноземов под влиянием переувлажнения и их мелиорация». М.: АПР, 2012. С. 196-209.
43. Зонн С. В. Железо в почвах (генетические и географические аспекты). М.: Наука, 1982. 207 с.
44. Зонн С. В., Травлеев А. П. Алюминий. Роль в почвообразовании и влияние на растения. Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1994. 224 с.
45. Калакуцкий Л. В., Дуда В. И. О роли микроорганизмов в процессах восстановления железа в почве // Научн. докл. высшей школы, сер. биол. 1961. № 1. С. 172-176.
46. Капилевич Ж. А., Целищева Л. К., Высоченко А. В. Природа водопроницаемости тяжелых почв // Почвоведение. 1989. № 4. С. 55-64.
47. Касаткин В. Г. Подвижность железа, кальция и реакция среды при анаэробных процессах в условиях лабораторного опыта // Науч. тр. Ивановского СХИ, Вып. 6. Иваново, 1947. С. 9-13.
48. Кауричев И. С., Базилинская М. В., Заболотнова Л. А. Влияние водорастворимых органических веществ на подвижность железа // Изв. ТСХА. 1979. № 1. С. 83-92.
49. Кауричев И. С., Карпухин А. И. Воднорастворимые железоорганические соединения в почвах таежно-лесной зоны // Почвоведение. 1986. № 3. С. 66-73.
50. Кауричев И. С., Иванова Т. Н., Ноздрунова Е. М. О содержании низкомолекулярных органических кислот в составе воднорастворимого органического вещества почв // Почвоведение. 1963. № 3. С. 27-35.
51. Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М. Роль компонентов воднорастворимого органического вещества растительных остатков в образовании подвижных железоорганических соединений // Почвоведение. 1961. № 10. С. 10-19.
52. Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М. Общие черты генезиса почв временного избыточного увлажнения // Сб. «Новое в теории

- оподзоливания и осолодения почв». М.: Изд-во АН СССР, 1964. С. 46-61.
53. Кауричев И. С., Орлов Д. С. Окислительно-восстановительные процессы и их роль в генезисе и плодородии почв. М.: Колос, 1982. 247 с.
54. Кауричев И. С., Панов И. П., Розов Н. Н., Стратонович М. В., Фокин А. Д. Почвоведение. М.: Агропромиздат, 1989. 719 с.
55. Ковда В. А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Т 1. 447 с.
56. Ковда В. А. Розанов Б. Г. Почвоведение. М.: Высшая школа, 1988. Ч. 1. 400 с.
57. Лыхмус Э. Й. Динамика окислительно-восстановительного потенциала почвы ельника-черничника // Почвоведение. 1989. № 7. С. 114-124.
58. Матвеева Л. А., Соколова Е. И., Рождественская З. А. Экспериментальное изучение выноса Al в зоне гипергенеза. М.: Наука, 1975. 168 с.
59. Майнашева Г. М., Николаева С. А., Розанов Б. Г. Эволюция черноземов под влиянием рисосеяния // Вестн. МГУ. Сер. 17, почвоведение. 1983. № 1. С. 16-20.
60. Милановский Е. Ю., Хайдапова Д. Д., Поздняков А. И., Тюгай З. Н., Початкова Т. Н., Черноморченко Н. И., Манучаров А. С. Практикум по физике твердой фазы почв. Т.: Гриф и К. 2011. 63 с.
61. Минеев В. Г. Агрохимия: учебник. 2-е изд., доп. и перераб. М.: Изд-во МГУ, Изд-во «КолосС», 2004. 720 с.
62. Найруменд Дж., Тедроу Дж. С. Ф. Роль материнской породы в процессах оглеения // Почвоведение. 1990. № 8. 39-42.
63. Николаева С. А., Еремина А. М. Окислительно-восстановительное состояние периодически переувлажняемых черноземных почв // Почвоведение. 2005. № 3. С. 328-336.

64. Николаева С. А., Майнашева Г. М. Влияние орошения методом затопления на свойства черноземов // Науч. тр. «Проблема ирригации почв юга Черноземной зоны». М.: Наука, 1980. С. 126-142.
65. Николаева С. А., Дерюжинская В. Д., Дуришова А. В. Формы соединений железа в почвах рисовых полей // Почвоведение. 1987. № 7. С. 31-37.
66. Обухова В. А. Динамика содержания железа и марганца в почвах рисовых полей Нижней Бирмы: Автореф. дис. ...канд. биол. наук. М., 1969. 26с.
67. Орлов Д. С., Садовникова Л. К., Садовников Ю. Н. Углеводы в почвах // Агрохимия. 1975. № 3. С. 139-152.
68. Орлов Д. С., Садовникова Л. К., Суханова Н. И. Химия почв. М.: Высш. шк., 2005. 558 с.
69. Панкова Е. И., Воробьева Л. А., Гаджиев И. М., Горохова И. Н., Елизарова Т. Н., Королук Т. В., Лопатовская О. Г., Новикова А. Ф., Решетов Г. Г., Скрипникова М. И., Славный Ю. А., Черноусенко Г. И., Ямнова И. А. Засоленные почвы России. М.: ИКЦ «Академкнига», 2006. 854 с.
70. Перельман А. И. Биокосные системы Земли. М.: Наука, 1977. 160 с.
71. Перельман А. И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1989. 528 с.
72. Полупан Н. И. Изменение свойств почв под культурой риса // Почвоведение. 1985. № 1. С. 84-93.
73. Пономарева В. В. О реакциях взаимодействия группы креновой и апокреновой кислот (фульвокислот) с гидроокисями оснований // Почвоведение. 1949. № 11. С. 638-651.
74. Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса. М. – Л.: Наука, 1964. 379 с.
75. Рабочев И. С., Бахтин П. У., Аксененко В. Д., Гавалов И. В. Минимальная обработка почв и борьба с ее переуплотнением. М.: Знание, 1980. 62 с.

76. Ремезов Н. П. Почвенные коллоиды и поглощательная способность почв. М.: Наука, 1957. 224 с.
77. Роде А. А. Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск: Наука, 1971. 92 с.
78. Рожнова Т. А. Почвенный покров Карельского перешейка. М. – Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 183 с.
79. Розанов Б. Г. О природе контактного осветленного горизонта почв на двучленных породах // Почвоведение. 1957. № 6. С. 16-23.
80. Розанов Б. Г., Розанова И. М. К вопросу о генезисе «деградированных почв» рисовых полей тропиков // География и классификация почв Азии. М.: Наука, 1965. С. 176-206.
81. Рунов Е. В. Восстановление окисных соединений железа биологическим путем // Вестн. Бактер.-агр. станции. 1926. № 24. С. 75-82.
82. Рысков Л. Г., Гуров Л. Ф. Роль орошения в современной эволюции террасных черноземов Нижнего Дона // Почвоведение. 1987. № 12. С. 81-88.
83. Самойлова Е. М. Предельно допустимые параметры степных черноземов Алтайского края при орошении // Вестн. с.-х. науки. 1989. № 4. С. 117-122.
84. Сердобольский И. П. Окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия глееобразования // Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева. 1950. Т. 31. С. 73-81.
85. Соколова Т. А., Дронова Т. Я., Толпешта И. И. Глинистые минералы в почвах. Тула: Гриф и К, 2005. 336 с.
86. Соколова Т. А., Толпешта И. И., Трофимов С. Я. Почвенная кислотность. Кислотно-основная буферность почв. Соединения алюминия в твердой фазе почвы и в почвенном растворе. Тула: Гриф и К, 2012. 124 с.

87. Сюта Я. Влияние восстановительных процессов и подкисления на растворимость минеральных соединений почв // Почвоведение. 1962. № 2. С. 62-72.
88. Фатьянов А. С. Некоторые особенности реакции между почвами и растворами фульвокислот // Почвоведение. 1958. № 8. С. 102-105.
89. Фридланд В. М. Об оподзаливании и иллиммеризации (обезыливании) // Почвоведение. 1958. № 1. С. 27-38.
90. Шахобова Б. Б. Восстановление трехвалентного железа культурами грибов и актиномицета // Почвоведение. 1976. № 8. С. 145-149.
91. Ягодин Б. А., Жуков Ю. П., Кобзаренко В. И. Агрохимия. М.: Колос, 2002. 584 с.
92. Ярков С. П. Почвы лесолуговой зоны. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 318 с.
93. Alexander M. Introduction to soil microbiology. New York and London: John Wiley & Son, 1960. 472 p.
94. Arden T. V. The solubility products of ferrous and ferrosic hydroxides // J. Chem. Soc. 1950. P. 882-885.
95. Bloomfield C. Some observations on gleying // J. Soil Sci. 1950 Vol. 1. № 2. P. 205-211.
96. Bloomfield C. Experiments on the mechanism of gley formation // J. Soil Sci. 1951. Vol. 2. № 2. P. 196-211.
97. Bloomfield C. Acidification and ochre formation in puritic soil // Acid. sulphate soils, 1973, v. 2. P. 40-51.
98. Brahy V., Titeux, H., Delvaux, B. Incipient podzolization and weathering caused by complexation in a forest Cambisol on loess as revealed by a soil solution study // European Journal of Soil Science. 2000. Vol. 51. P. 475-484.
99. Brock Th. D., Gustafson J. Ferric iron reduction by sulfur and iron-oxidizing bacteria // Appl. Environ. Microbiol. 1976. Vol. 32. P. 567-571.

100. Bromfield S. M. Reduction of ferric compounds by soil bacteria // J. Gen. Microbiol. 1954. Vol. 11. P. 1-6.
101. Deelman J. C. Two mechanisms of microbial carbonate precipitation // Naturwissenschaften. 1975. Vol. 62. № 10. P. 484-485.
102. Duchaufour Ph. Evolution de l'aluminium et du fer complexes par la matiere organique dans certains sols // Soil Sci. 1964. № 1. P. 3-17.
103. Filipovic C., Vojinovic J. Contribution for the study of mineralogical and chemical properties of parapodsol. Pseudogley of Western Serbia // Abstr. Papers., VIII Congr. Soil Sci., VII Soil Mineralogy, Bucharest. 1964. Vol. 7. P. 17-19
104. Flaig W. Organic compounds in soil // Soil Sci. 1971. Vol. 111. P. 19-33.
105. Jackson M. L. Weathering of primary and secondary minerals in soil // 9th international Congress of Soil Science Transaction. 1968. Vol. 4. P. 281-292.
106. Jansen B., Nierop K. G. J., Verstraten J. M. Mechanism controlling the mobility of dissolved organic matter, aluminium and iron in podzol B horizons // Europ. J. of Soil Sci. 2005. Vol. 56. P. 537-550.
107. Jiang J., Kappler A. Kinetics of microbial and chemical reduction of humic substances: implications for electron shuttling // Env. Sci. & Tech. 2008. Vol. 42. P. 3563-3569.
108. Kamura T., Takai Y., Ishikawa K. Microbial reduction mechanism of ferric iron in paddy soils // Soil Sci. Plant Nutr. 1963. Vol. 9. № 5. P. 5-9.
109. Kawaguchi K., Kyuma K. On the complex formation between soil humus and polyvalent cations // Soil and Plant Food. 1959. Vol 2. № 2. P. 54-63.
110. Lohr S. C., Cox M. E. The influence of vegetation and soil type on the speciation of iron in soil water // Europ. J. of Soil Sci. 2012. Vol. 63. P. 377-388.

111. Lutwick L. E., Delong W. A. Leachates from decomposing leaves. II. Interaction with soil-forming materials // *Canad. J. Agricult. Sci.* 1954. Vol. 34. P. 203-213.
112. Meek B. D., MacKenzie A. J., Grass L. B. Effects of organic matter, flooding time, and temperature on the dissolution of iron and manganese from soil *in situ* // *Soil. Sci. Soc. Amer.* Vol. 32. 1968. P. 634-638.
113. Mora J. L., Arbelo C. D., Rodriguez-Rodriguez A., Notario J. S., Guerra J. A., Armas C. M. The role of metals in soils and accumulation in the laurel forest of La Gomera (Canary Island, Spain): preliminary results // *Europ. J. of Soil Sci.* 2012. Vol 63. P. 674-684.
114. Motomura S. The relationship between ferrous iron formation and nitrogen metabolism in soil // *Soil Sci. Plant. Nutr.* 1962. Vol. 8. № 5. P. 9-17.
115. Ottow J. C. G. Evaluation of iron-reducing bacteria in soil and the physiological mechanism of iron-reducing *Aerobacter aerogenes* // *Z. Allg. Microbiol.* 1968. Vol. 8. P. 441-443.
116. Ottow J. C. G. Bacterial mechanism of gley formation in artificially submerged soil // *Nature.* 1970. Vol 225. P. 103.
117. Ottow J. C. G. Iron reduction and gley formation by nitrogen-fixing clostridia // *Oecologia.* 1971. Vol. 6. P. 164-175.
118. Ottow J. C. G. Bacterial mechanism of iron reduction and gley formation // *Pseudogley and gley. Transact. Comiss. 5 and 6 Intern. Soc. Soil Sci.* 1972. P. 29-36.
119. Ottow J. C. G., Glathe H. Isolation and identification of iron-reducing bacteria from gley soils // *Soil. Boil. Biochem.* 1971. Vol. 3. P. 43-55.
120. Ottow J. C. G., von Klopotek A. Enzymatic reduction of iron oxide by fungi // *Appl. Microbiol.* 1969. Vol. 18. № 1. P. 41-43.
121. Rakshit S., Uchimiya M., Sposito G. Iron (III) bioreduction in soil in the presence of added humic substances // *Soil Sci. Soc. of Amer. J.* Vol. 73. P. 65-71.

122. Ratledge C., Patel P. V. Lipid-soluble, iron-binding compounds in *Nocardia* and related organisms. In: Goodfellow M., et. al. The biology of *Nocardia*. Academic Press. London. 1976. P. 372-385.
123. Roberts J. L. Reduction of ferric hydroxide by strains of *Bacillus polymyxa* // Soil Sci. 1947. Vol. 63. P. 135-140.
124. Schwertmann U. Solubility and dissolution of iron oxide // Plant and Soil. 1991. Vol. 130. P. 1-25.
125. Sposito G. The environmental chemistry of aluminum. Lewis Publishers. Boca Raton. London – New-York – Washington D. C., 1996. 464 p.
126. Starkey R. L., Halvorson H. O. Studies on the transformation of iron in nature II. Concerning the importance of microorganisms in the solution and precipitation of iron // Soil Sci. 1927. Vol. 24. P. 381-402.
127. Stumm W. Chemistry of the Solid-Water Interface. John Wiley & Sons, Inc. New York/Chichester/Brisbane/Toronto/Singapore, 1992. 428 p.
128. Szabolcs I. Salt-affected soils. Florida: CRC Press, 1989. 274 p.
129. Thorp J. Geography of the soils of China. National Geological Survey of China. Nanking. 1936. 552 p.
130. Wityn I. I. Der Bildungsprozess der Gleyboden // IX Agronomenkongress in Latwija. Riga, 1934.
131. Yamanaka K., Motomura S. Studies on the gley formation of soils. I. On the mechanism of the formation of active ferrous iron in soils // Soil and Plant Food. 1959. Vol. 5. P. 134-140.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Валовой состав речного легкоглинистого аллювия (в % на прокаленную навеску).

Тип водного режима	Глубина, см	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	TiO ₂	SO ₃
1.1 Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 0,3	74,13	6,43	13,22	1,25	0,95	0,02	0,79	0,20
	0,3 - 3	73,78	9,29	13,49	1,90	0,86	0,05	0,96	0,19
	3 - 4	71,68	12,06	12,88	1,69	1,17	0,08	0,88	0,22
1.2 Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 0,3	72,60	10,84	13,44	2,16	1,42	0,14	0,99	0,31
	0,3 - 3	70,90	11,43	13,19	2,21	1,09	0,14	0,88	0,34
	3 - 4	71,89	11,39	13,26	2,64	0,88	0,14	0,79	0,32
1.3 Застойно-промывной, контроль	0 - 0,3	71,97	10,95	13,36	2,42	1,16	0,18	0,96	0,37
	0,3 - 3	71,09	11,60	12,96	2,02	1,27	0,17	0,91	0,37
	3 - 4	68,57	11,33	13,15	2,60	1,23	0,19	0,84	0,35
Исходная порода		70,92	11,17	12,96	2,56	1,14	0,18	0,84	0,35
		SiO ₂ / Fe ₂ O ₃		SiO ₂ / Al ₂ O ₃		Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃			
1.1 Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 0,3	11,53		5,61		2,06			
	0,3 - 3	7,94		5,47		1,45			
	3 - 4	5,94		5,57		1,07			
1.2 Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 0,3	6,70		5,40		1,24			
	0,3 - 3	6,20		5,38		1,15			
	3 - 4	6,31		5,42		1,16			
1.3 Застойно-промывной, контроль	0 - 0,3	6,57		5,39		1,22			
	0,3 - 3	6,13		5,48		1,12			
	3 - 4	6,05		5,21		1,16			
Исходная порода		6,35		5,47		1,16			

Приложение 2. Валовой состав лессовидной легкой глины Владимирского ополья (в % на прокаленную навеску).

Тип водного режима	Глубина, см	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	TiO ₃	SO ₃
Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 0,3	74,37	6,22	13,41	1,48	1,03	0,02	0,82	0,12
	0,3 - 3	74,06	7,36	13,52	1,35	1,07	0,02	0,80	0,11
	3 - 4	74,74	9,36	14,37	1,64	1,02	0,03	0,82	0,13
Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 0,3	73,14	8,66	13,25	1,97	1,29	0,07	0,86	0,22
	0,3 - 3	72,42	9,94	13,35	1,72	1,24	0,04	0,84	0,20
	3 - 4	72,00	9,68	13,35	2,10	1,11	0,03	0,90	0,20
Застойно-промывной, контроль	0 - 0,3	72,58	8,69	12,90	1,84	1,26	0,07	0,92	0,18
	0,3 - 3	71,99	9,05	13,31	1,71	1,24	0,06	0,80	0,22
	3 - 4	72,06	9,10	13,65	2,10	1,11	0,08	0,90	0,21
Исходная порода		71,18	8,74	13,25	1,97	1,11	0,06	0,86	0,20
		SiO ₂ / Fe ₂ O ₃	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃					
1.1 Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 0,3	11,95	5,55	2,15					
	0,3 - 3	10,06	5,48	1,84					
	3 - 4	7,99	5,20	1,54					
1.2 Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 0,3	8,44	5,52	1,53					
	0,3 - 3	7,29	5,43	1,34					
	3 - 4	7,44	5,39	1,38					
1.3 Застойно-промывной, контроль	0 - 0,3	8,35	5,63	1,48					
	0,3 - 3	7,95	5,41	1,47					
	3 - 4	7,92	5,28	1,50					
Исходная порода		8,14	5,37	1,51					

Приложение 3. Валовой состав озерного засоленного тяжелосуглинистого карбонатного аллювия (в % на прокаленную навеску).

Тип водного режима	Глубина, см	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	TiO ₃	SO ₃
Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 0,3	74,36	5,27	12,31	1,96	0,63	0,03	0,64	1,35
	0,3 - 3	74,34	4,78	11,74	2,81	0,47	0,03	0,51	1,52
	3 - 4	74,61	5,30	11,95	4,47	1,10	0,05	0,48	2,21
Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 0,3	71,98	5,06	11,34	4,66	1,56	0,06	0,59	2,95
	0,3 - 3	71,59	5,84	11,54	4,61	1,29	0,02	0,70	2,84
	3 - 4	72,37	5,20	11,54	4,70	1,28	0,04	0,58	2,75
Застойно-промывной, контроль	0 - 0,3	71,98	5,59	11,87	5,38	1,02	0,07	0,51	2,67
	0,3 - 3	72,25	5,98	11,28	5,29	1,12	0,05	0,55	2,64
	3 - 4	72,45	5,71	11,87	5,15	1,39	0,06	0,57	2,79
Исходная порода		72,92	5,02	11,22	5,20	1,19	0,07	0,58	2,74
		SiO ₂ / Fe ₂ O ₃		SiO ₂ / Al ₂ O ₃		Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃			
1.1 Застойно-промывной с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 0,3	14,10		6,04		2,33			
	0,3 - 3	15,56		6,33		2,46			
	3 - 4	14,08		6,24		2,26			
1.2 Застойный с внесением 1%-ого раствора сахарозы	0 - 0,3	14,22		6,35		2,24			
	0,3 - 3	12,26		6,20		1,98			
	3 - 4	13,92		6,27		2,22			
1.3 Застойно-промывной, контроль	0 - 0,3	12,87		6,07		2,12			
	0,3 - 3	12,09		6,40		1,89			
	3 - 4	12,69		6,10		2,08			
Исходная порода		14,52		6,50		2,23			

